

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

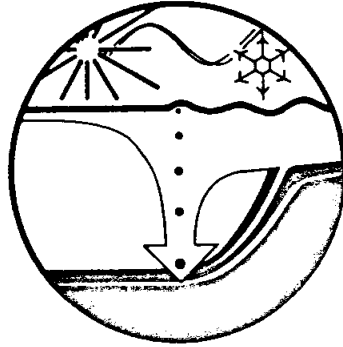
Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

BERICHTE
aus dem
SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

VERÄNDERUNGEN DER UMWELT - DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK



Nr. 36

Hochakkumulationsgebiete am
norwegischen Kontinentalhang:

Sedimentologische Abbilder
Topographie-geführter Strömungsmuster

FRANK BLAUME

Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel	Nr. 36	S. 1-150	1.8.1992
--	--------	----------	----------

Nr. 36

**Hochakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalhang:
Sedimentologische Abbilder Topographie-geführter Strömungsmuster**



Frank Blaume

INHALTSVERZEICHNIS

1. Einleitung	1
1.1. Zielsetzung und Vorgehensweise.....	2
1.2. Das Europäische Nordmeer	3
1.2.1. Physiographie	3
1.2.2. Hydrographie.....	5
1.2.3. Paläo-Ozeanographie	8
2. Grundlagen	14
2.1. Prozesse der Tiefenwassererneuerung	14
2.2. Hydrographische Veränderlichkeit	15
2.3. Trübezonen im Ozean	18
2.4. Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie	19
3. Methodik	21
3.1. Reflexionsseismische Kartierung.....	21
3.2. Sedimentkerne	23
3.3. Messung stabiler Isotopen.....	26
3.4. Korngrößenanalyse.....	26
3.5. Sedimentationsraten	27
3.6. CaCO ₃ - und C _{org} -Gehalt	28
3.7. Ozeanographische Meßmethoden.....	28
3.7.1. Multisonden-Messungen	29
3.7.2. Attenuations-Messungen	30
3.7.3. Ortsfeste Bodenstrom-Messungen	31
4. Ergebnisse	32
4.1. Reflexionsseismische Kartierung.....	32
4.1.1. Morphologie und Echocharaktertypen am Kontinentalhang	34
4.1.2. Hochakkumulationsgebiete am Kontinentalhang.....	35
4.2. Datierungen.....	47
4.3. Sedimentologie.....	54
4.3.1. Korngrößen-Verteilungen.....	54
4.3.2. Sedimentationsraten.....	68
4.3.3. CaCO ₃ - und C _{org} -Gehalt.....	71
4.4. Ozeanographie und nepheloide Schichten	72
5. Diskussion	97
5.1. Wechselbeziehungen zwischen Hydrographie und nepheloiden Schichten am Kontinentalhang im östlichen Europäischen Nordmeer	97
5.1.1. Trübungsanomalien als ein Hinweis auf einen Sedimenttransport in nepheloiden Schichten.....	98
5.1.2. Nepheloide Schichten über dem westlichen Barents See-Kontinentalhang	99
5.1.3. Nepheloide Schichten über dem mittelnorwegischen Kontinentalhang: Ausdruck der hydrographischen Veränderlichkeit im NAW, NCC und NSDW	104
5.2. Die Fazies der spätquartären Sedimente am norwegischen Kontinentalhang.....	110
5.2.1. Glazial-Fazies.....	111
5.2.2. Terminations-Fazies	113
5.2.3. Interglazial-Fazies.....	121
5.3. Interpretation der Isotopenkurven	122
5.4. Paläo-ozeanographische Implikationen	131
6. Zusammenfassung	137
7. Literaturverzeichnis	138

1. EINLEITUNG

Die Wechselbeziehungen zwischen der Tiefenwassererneuerung und den Zirkulationsmustern der Wassermassen im Europäischen Nordmeer regulieren nicht nur die Veränderlichkeit der Umwelt in historischen und geologischen Zeiträumen in Nordwest-Europa [Grove 1989; Broecker 1990], sondern sie sind auch Bestandteil einer den gesamten Weltozean umspannenden Konvektionszelle [Duplessy et al. 1988b; Crowley 1989; Broecker 1990]. Die in Zusammenhang mit der aktuellen Klima-Diskussion zusehends ins Blickfeld gerückte Rekonstruktion des Paläo-Klimas stützt sich u.a. auf marine Sedimente hoher Breiten, in denen drastische, paläo-ozeanographische Veränderungen besonders in raschen Erwärmungsphasen am Ende der Glaziale dokumentiert sind, wie z.B. die Jüngere Dryas innerhalb der Termination I an der Grenze Pleistozän-Holozän [Sarnthein et al. 1982; Flohn 1986; Bard et al. 1987a; Broecker et al. 1988; Tiedemann & Sarnthein 1990].

Die in den Fazieswechseln der Sedimente dokumentierten und in den Isotopen-Zusammensetzungen der Kalkschalen mariner Organismen enthaltenen Details dieses Klimaverlaufes sind in den pelagischen Sedimenten aufgrund zumeist geringer Akkumulationsraten und der damit verbundenen Abflachung ursprünglicher Signal-Gradienten durch Bioturbation jedoch kaum auflösbar. Die Untersuchung klima-relevanter Signale in den glaziomarinen Sedimenten der Hochakkumulationsgebiete im östlichen Europäischen Nordmeer erweist sich demgegenüber als vorteilhaft, da in diesen vergleichsweise proximaleren Sedimentations-Arealen am Kontinentalhang die primäre Information aufgrund der hohen zeitlichen Auflösung nahezu uneingeschränkt erhalten ist. Somit können im günstigsten Fall auch kurzfristige, klimatisch induzierte Bewegungen und Veränderungen der kontinentalen Eisschilde mit Zeitspannen zwischen tausend Jahren und wenigen Dekaden überliefert werden [Grobe 1986; Dansgaard et al. 1989; Andersen 1990].

Mit dem schnellen Wandel von einem inneren Polargebiet zu einer gemäßigten, vom warmen Atlantikwasser geprägten Meeresregion muß sich auch die regionale Hydrographie im östlichen Europäischen Nordmeer und die damit verknüpften ozeanographischen Strömungsmuster und Prozesse des Sedimenttransportes während der Termination I verändert haben. Zumindest die in den Hochakkumulationsgebieten am Kontinentalhang erkennbaren Wechsel der räumlichen und zeitlichen Sedimentationsmuster lassen Rückschlüsse auf veränderte Advektionsprozesse im Verlauf der Termination I mit einem lateralen Sedimenttransport zu, der auch in der Tiefsee über weite Strecken wirksamer gewesen sein muß, als es bisher angenommen wurde [Jensen et al. eingereicht]. Wenn rezent gemessene Partikelkonzentrationen und -assoziationen aus vergleichenden pelagischen und benthischen Flußraten-Untersuchungen nur durch eine laterale Komponente im Partikelfluß erklärt werden können [Honjo et al. 1988; Walsh et al. 1988; Bodungen 1989; Graf 1989; Buesseler 1991], so muß diese Einschränkung in einem weitaus größerem Maß auch für die Termination I gelten. Zu dieser Zeit waren die ozeanographischen Randbedingungen mit einem wenig stratifizierten Wasserkörper und einer intensiven Bodenwasserbildung auf den flachen, subpolaren Schelfen im östlichen Europäischen Nordmeer so ausgelegt, daß sie den Sedimenttransport vom Schelf über den Kontinentalhang bis weit in die Tiefsee begünstigt haben dürften.

1.1. Zielsetzung und Vorgehensweise

Mit dieser Arbeit wurde versucht, aus einer Kombination unterschiedlicher methodischer Ansätze aus verschiedenen Disziplinen der Meeresforschung heraus die Bildungsprozesse für die Hochakkumulationsgebiete am Kontinentalhang des östlichen Europäischen Nordmeeres zu verschiedenen Zeiten der postglazialen Geschichte zu entschlüsseln. Grundlage dafür war die seismische, sedimentologische und Isotopen-stratigraphische Untersuchung der Sediment-abfolgen aus diesen regional begrenzten Arealen mit hohen holozänen und spätglazialen Sedimentmächtigkeiten. Mit einer abschließenden, quasi-synoptischen Aufnahme der regionalen Hydrographie und Verteilung nepheloider Schichten in der Wassersäule sollte die Auswirkung der hydrographischen Veränderlichkeit auf für Hochakkumulationsgebiete relevante Transport-prozesse aufgezeigt werden. Die Untersuchung der rezenten, von Topographie und Hydrographie gesteuerten Transportprozesse in den bodennahen, nepheloiden Schichten im heute noch glaziomarin beeinflussten Einzugsgebiet des Hochakkumulationsgebietes am westlichen Barents See-Hang ermöglichte dabei Rückschlüsse auf klimagesteuerte Variationen Sediment-transportierender Strömungen in nepheloiden Schichten, die - in einem vergleichbaren Szenario - am Kontinentalhang vor Mittelnorwegen zur Zeit der Termination I durch den vermehrten Eintrag von suspendiertem Material in den Tiefenwasserkörper zur Entstehung der Hochakkumulation innerhalb geologischer Zeiträume beigetragen haben könnten.

Im einzelnen wurde wie folgt verfahren:

Kartierung: Mit einem vertikal hochauflösenden 3,5 kHz-Sedimentecholot, dem Hydrosweep-Fächerecholot und einigen Seitensicht-Sonar-Profilen wurde die Topographie des oberen Kontinentalhanges und des äußeren Schelfes als potentielles Liefergebiet für die Hochakkumulationsgebiete am Kontinentalhang flächenhaft kartiert, um ein möglichst detailliertes Bild von der Bodentopographie und der Mächtigkeitsverteilung der obersten reflexionsseismischen Einheiten im Bereich dieser Depositionszentren zu erhalten.

Geologische Dokumentation: Nach der detaillierten Vermessung wurden die Sedimente der Hochakkumulationsgebiete zur stratigraphischen und sedimentologischen Identifikation der reflexionsseismischen Einheiten beprobt. Aus der kombinierten regionalen Analyse von Sedimentparametern und der Mächtigkeitsverteilung konnten Faziesmodelle für unterschiedliche Stadien des Glazials, der Termination sowie für das Holozän erarbeitet werden.

Isotopen-Stratigraphie: Die Sedimentabfolgen der Hochakkumulationsgebiete eröffnen bei geringer zeitlicher Verschleifung durch Bioturbation eine hohe stratigraphische Auflösung aus der Analyse von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen. Kürzere und in den Amplituden weniger dramatische Variationen der Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse, die in den Isotopenkurven pelagischer Sedimentkerne weniger ausgeprägt oder überhaupt nicht dokumentiert sind, lassen sich nur in Gebieten mit hohen Sedimentationsraten feststellen und zeitlich eingrenzen. Aus den kurzfristigen Veränderungen der lokalen Temperatur- und Salinitäts-Charakteristik des Meerwassers ließen sich lokale Fluktuationen glazialer Frontensysteme und damit möglicherweise auch kontinentaler

Gletscherfronten rekonstruieren, deren Signale in distalen Sedimentationsarealen zumeist nicht dokumentiert sind.

Die **Messung ozeanographischer Parameter** im Einzugsbereich der Hochakkumulationsgebiete diente der Beschreibung von Wassermassen, ozeanographischen Strukturen und daraus resultierenden, regionalen Strömungsfeldern. Die Langzeit-Messungen der Wassermassen-Charakteristik, von Strömungsrichtung und -geschwindigkeit in Bodenstrom-Verankerungen am Kontinentalhang wurden durch ein räumlich hochauflösendes, hydrographisches Meßnetz zur Bestimmung der hydrographischen Kurzzeit-Variabilität und der Kartierung der bodennahen Nepheloidschicht im Bereich der Hochakkumulationsgebiete ergänzt.

1.2. Das Europäische Nordmeer

1.2.1. Physiographie

Das zwischen Grönland und Skandinavien gelegene Europäische Nordmeer, auch GIN See (Grönland Island-Norwegen-See) genannt, wird im Süden durch den Grönland-Schottland-Rücken, zusammengesetzt aus Grönland-Island-Rücken (Dänemarkstraße), Island-Färöer-Rücken und Färöer-Schottland-Rücken, vom Nordost-Atlantik getrennt (Abb. 1). Im Norden stellt die Framstraße die Grenze zum ganzjährig eisbedeckten Arktischen Ozean mit dem Eurasischen und dem Kanadischen Tiefsee-Becken dar, während im Nordosten der Spitzbergen-Archipel und die westliche Barents See das Europäische Nordmeer begrenzen. Platten-tektonische Strukturen wie Kolbeinsey-, Mohns- und Knipovich-Rücken und die transversalen Jan Mayen- oder Grönland-Verwerfungszone gliedern die großräumige, submarine Morphologie: Norwegen- und Lofoten-Becken auf der Ostseite sowie das Island-Plateau, Grönland- und Boreas-Becken auf der Westseite des zentralen Mittelatlantischen Rückens.

Die Topographie des östlichen Europäischen Nordmeeres und der angrenzenden Schelfgebiete ist durch verschiedene Untersuchungen regional gut bekannt [Nansen 1904; Eggvin 1963; Bugge 1983; Bugge et al. 1984, 1987; Perry et al. 1985; King et al. 1987; Kristoffersen et al. 1989]. Der norwegische Schelf mit Tiefen von 100 m bis maximal 400 m ist durch kleine Depressionen ("Djupets", bis 200 m Wassertiefe) und flache Bänke ("Banken", bis etwa 50 m Wassertiefe) charakterisiert. Die markante Bodenmuster-Zonierung der Schelftopographie wird durch die unterschiedliche Erosionsresistenz der meso- und känozoischen Schelfsedimente sowie der kristallinen Untergrund-Geologie hervorgerufen [King et al. 1987]. Zwischen 58°30'N und 70°N sind senkrecht zur etwa Nordost-streichenden Schelfkante durch glaziale Eisvorstöße geformte Rinnen (Trænadjupet, Malangsdjupet) eingeschnitten, welche von den Fjorden bzw. Gletschertälern oft bis über die äußere Schelfkante reichen [Holtedahl 1959; Vorren et al. 1984].

Die Breite des kontinentalen Schelfes variiert zwischen 65 km in Südnorwegen bei 63°N, über 250 km vor Mittelnorwegen, und nur etwa 7 km im Norden bei 67°20'N. In den schmalen Schelfabschnitten ist der benachbarte Kontinentalhang am steilsten. Dem mittelnorwegischen Kontinentalhang vorgelagert, erstreckt sich zwischen 66°N bis 68°N das Vøring-Plateau mit einer mittleren Wassertiefe von 1.400 m bis 1.600 m etwa 220 km weit in die Norwegen See hinein. In der

nördlichen Verlängerung zwischen Nord-Norwegen und Spitzbergen an der Grenze zum Barents See Kontinentalschelf schwenkt die Schelfkante nach Nordwesten in Richtung auf die Framstraße. Hier zieht sich der Bäreninsel Trog auf einer Länge von ca. 700 km nach Osten in die epikontinentale Barents See hinein. Ihm ist zwischen 71°N und 75°N der Bäreninsel-Sedimentfächer vorgelagert, der sich mit einer Hangneigung von 0,7° etwa 280 km weit in das Lofotenbecken hinein erstreckt [Perry et al. 1985; Vorren et al. 1989].

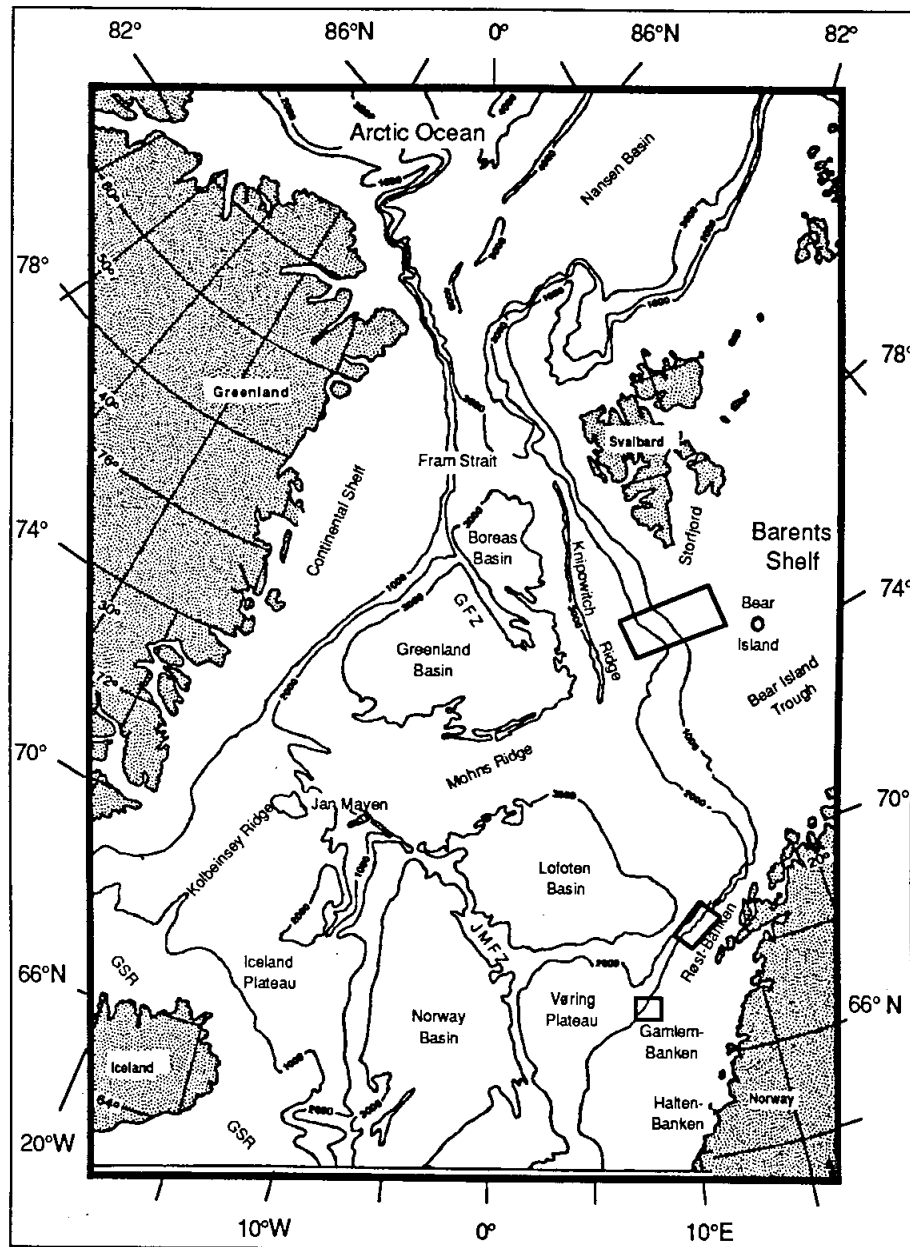


Abbildung 1: Physiographie des Europäischen Nordmeeres, modifiziert nach Vogt [1986] und Perry et al. [1985]. Die großräumige Bathymetrie ist durch die 1.000 m-Tiefenlinien gekennzeichnet. Die eingezeichneten Rahmen entsprechen den Grenzen der Arbeitsgebiete. Dies sind von Süden nach Norden Gamløse-Banken-Hang (Abb. 8, 9), Røstbanken-Hang (Abb. 12, 13) und Barents See-Hang (Abb. 14, 15). Abkürzungen: GFZ: Greenland Fracture Zone; JMFZ: Jan Mayen Fracture Zone; GSR: Greenland-Scotland Ridge.

Der Barents See-Schelf ist durch eine Reihe NE-SW-streichender Schwellen und Depressionen gekennzeichnet. Er besitzt in dem 300 m bis 500 m tiefen Bäreninsel-Trog eine Verbindung zum Tiefenwasser der Norwegen See, während der Storfjord-Trog und der Kveitehola-Trog durch bis zu 150 m flache Sills begrenzt werden. In der im Mittel nur etwa 250 m tiefen, westlichen Barents See dominieren flache Bänke wie Spitzbergenbanken mit oft nur 20 m Wassertiefe [Kristoffersen et al. 1989].

1.2.2. Hydrographie

Das meridionale Strömungsmuster des Europäischen Nordmeeres ist gekennzeichnet durch den baroklinen Einstrom tropisch warmer Oberflächen-Wassermassen auf der Ostseite und dem Ausstrom kalten Oberflächen- und Tiefenwassers über submarine Schwellen auf der Westseite [Aagaard 1970; Swift & Aagaard 1981; Dickson 1990]. Die Wassermassen des Nordpolarmeeres können prinzipiell aus der Vermischung von drei Komponenten hergeleitet werden: dem einströmenden Atlantikwasser, dem kontinentalen Frischwasser und den beim Gefrierprozeß entstehenden Salzlaugen [Rudels & Quadfasel im Druck].

Die Verbreitung und Zirkulation der **Oberflächenwassermassen** im Europäischen Nordmeer wird im wesentlichen durch die Verteilung der Landmassen und der Topographie des Meeresbodens bestimmt (Abb. 2). Der im Südosten des Europäischen Nordmeeres hauptsächlich über den Färöer-Schottland-Trog einströmende, warme und salzreiche Nordatlantische Oberflächen-strom folgt als Norwegen-Strom (North Atlantic Water: NAW) auf seinem Weg nach Norden als ein östlicher Randstrom den Konturen des skandinavischen Kontinentalhanges.

Östlich davon vereinigt der Norwegische Küsten-Strom (Norwegian Coastal Current: NCC, Abb. 2) in sich das relativ salzarme, kalte Fjordwasser und den brackischen Ausstrom der Ostsee und der europäischen Westküste. Eng an die norwegische Küste angelehnt und dort vor den Lofoten stark kanalisiert, fließt der Küstenstrom zusammen mit einer Komponente des westlich benachbarten Norwegenstromes in die intrakontinentale Barents See [Sætre & Mork 1981]. Der Norwegen-Strom teilt sich in Höhe Nord-Norwegens in den nach Nordosten in die Barents See einströmenden Nordkap-Strom und den nordwärts gerichteten West-Spitzbergen-Strom, welcher durch den steten Wärmeverlust abkühlt und unter das kältere und salzärmere polare Oberflächenwasser abtaucht [Polar Water: PW, Aagaard et al. 1987; Rudels 1989]. Der Zustrom atlantischer Wassermassen in diese hohen Breiten wirkt als einzigartige Wärmequelle und verhindert so im östlichen Europäischen Nordmeer weitestgehend die Ausbreitung der polaren Eismassen nach Süden.

Eine erneute Aufspaltung der Oberflächenströme findet in der Framstraße statt. Teils rezirkuliert das über die Vermischung mit dem kalten, arktischen Wasser nun noch dichter gewordene Atlantikwasser und schichtet sich in etwa 150 m bis 800 m Wassertiefe unter den nach Süden fließenden, kalten Ost-Grönlandstrom ein [Quadfasel et al. 1987]. Teils fließt es als subpolares Zwischenwasser über die Framstraße in den Arktischen Ozean und biegt zwischen Nordaustlandet und Franz-Josef-Land in die nördliche Barents See ein [Aagaard et al. 1987].

Auch die südwärts strömenden, bis unter 0° C kalten, mit Packeis bedeckten, relativ salzarmen Oberflächen-Wassermassen des Ost-Grönlandstromes halten an ihrer Westseite stetig Kontakt mit dem grönländischen Kontinentalhang [Swift & Aagaard 1981; Foldvik et al. 1988], bis dieser über die Dänemarkstraße in den Nordost-Atlantik mündet [Swift 1984; Smethie et al. 1986].

Tabelle 1: Temperatur und Salinität der Wassermassen im östlichen Europäischen Nordmeer [Aagaard et al. 1985; Swift 1986; *: eigene Messungen, März 1991]. **: Die Variabilität im Norwegen Strom (NAW) ist zum einen saisonal (Sommer-(Winter)), zum anderen durch das Abkühlen des NAW auf seinem Weg nach Norden bedingt. NCC: Norwegischer Küstenstrom; PW: Polarwasser; NSDW: Norwegen See-Tiefenwasser. Der Salzgehalt ist als Zustandsgröße und daher dimensionslos angegeben.

	NAW**	NCC*	PW	NSDW
Temperatur [°C]	6(3) - 10(8)	5,25	-1,5 - -0,5	-1,05
Salinität	35,0 - 35,3	33,95	30 - 34	34,91

Die komplexen Zirkulationsmuster in der Barents See werden von der Bodentopographie mitbestimmt [Løng 1979; Pfirman 1985]. Warme, atlantische Wassermassen (150 m bis 250 m Wassertiefe) treffen hier auf polares Wasser (bis in 150 m Wassertiefe) mit Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt. Im Sommer sorgt eine gut durchmischte Schmelzwasserschicht für eine ausgeprägte Dichteschichtung, die durch die Insolation im Verlauf des Sommers noch an Stabilität gewinnt [Pfirman 1985].

Der direkte Massenaustausch zwischen den beiden großen Randströmen im Europäischen Nordmeer ist nur sehr gering [Hopkins 1990]. Das Mischwasser zwischen den Hauptstrom-systemen ist mit Salzgehalten zwischen $S=34,4$ und $S=34,9$ und Oberflächentemperaturen unter 0°C im Winter charakterisiert [Swift 1986]. In der westlichen Grönlandsee und der Islandsee sind zwei zyklonale Wirbel als Effekt der Bodentopographie über diesen Teilbecken entwickelt. Nördlich von Jan Mayen bildet sich der Wirbel des Jan-Mayen-Polarstromes [Carmack & Aagaard 1973a]. Als südlicher Randstrom charakterisiert der Ost-Islandstrom ein zweites Wirbelsystem zwischen Jan Mayen und Island [Swift & Aagaard 1981].

Die konvektive Erneuerung der Zwischen- und **Tiefenwassermassen** aus der Vermischung atlantischer und polarer Wassermassen ist aus der Grönlandsee und der Islandsee schon lange bekannt [Nansen 1906; Helland-Hansen & Nansen 1909]. In kleinskaligen Konvektions-zellen ["chimneys", Killworth 1979] wurde in ozeanischen Wirbeln der Grönlandsee eine Vertikalkonvektion bis maximal 1.600 m Wassertiefe beobachtet [Smethie et al. 1986; Swift & Koltermann 1988; Meincke 1990; Schott et al. 1990]. Die Konvektion in der Islandsee bis zu einer Wassertiefe von 1.100 m [Rhein 1991] ist ausschlaggebend für den sporadischen Ausfluß von Zwischenwassermassen über die Dänemarkstraße in den Nordatlantik [Swift et al. 1983; Whitehead 1989], das zusammen mit dem Tiefenwasser der Labradorsee und der Gibbs-Fracture-Zone das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW) bildet. Das NADW versorgt den Boden des gesamten Weltozeans mit Sauerstoff und dringt über die abyssale Kaltwasser-zirkulation bis in den Nord-Pazifik vor [Reid & Linn 1971; Swift 1984; Dickson et al. 1990].

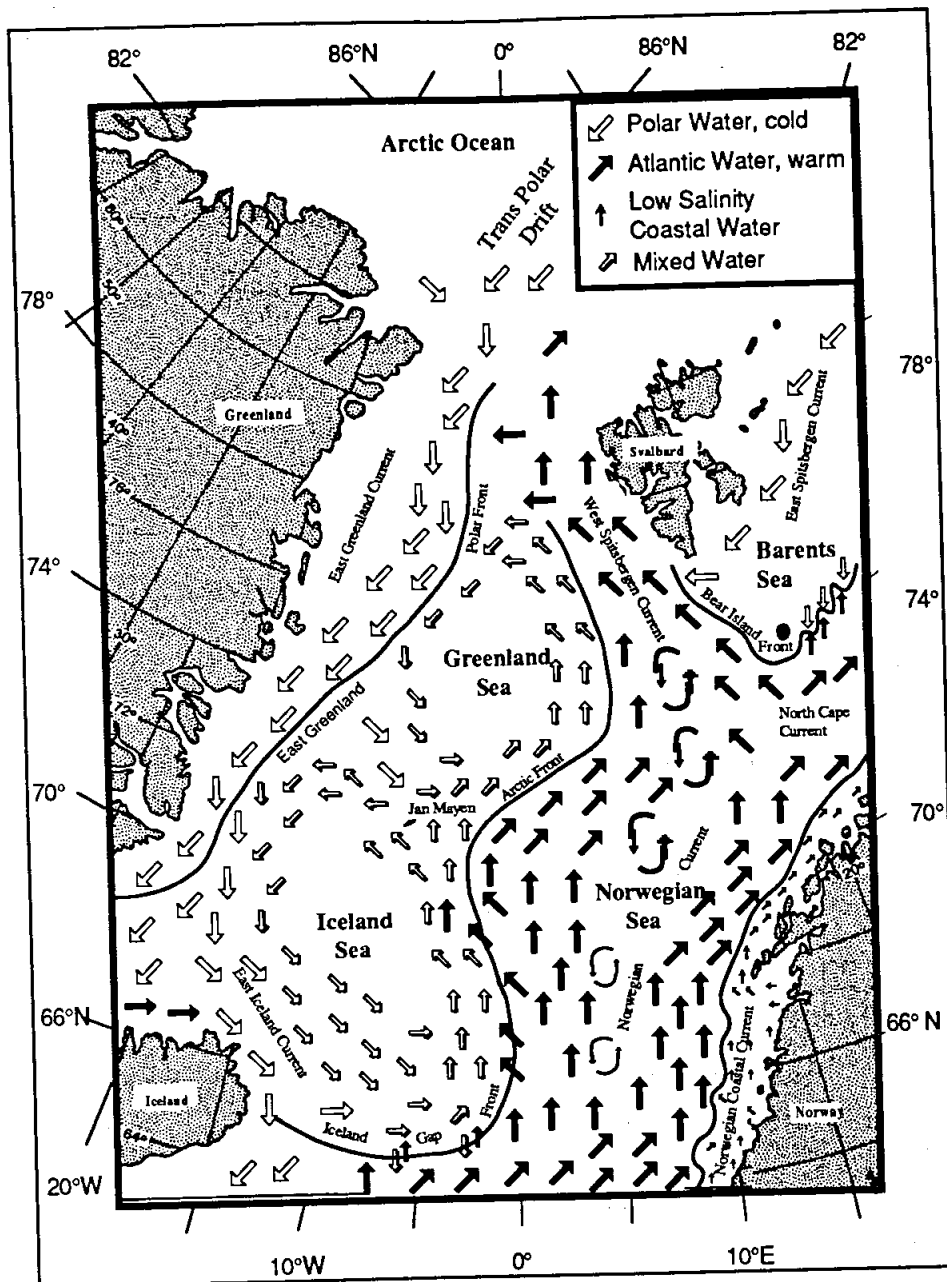


Abbildung 2: Oberflächen-Stromsysteme im Europäischen Nordmeer, modifiziert nach Alekseev & Istoshin [1956] und Trangeled [1974], aus Hurdle [1986]. Hydrographische Frontensysteme nach Johannessen [1986].

Im östlichen Europäischen Nordmeer, der Norwegen See und dem Lofoten Becken, findet aufgrund der ausgeprägten Stabilität zwischen dem NAW an der Oberfläche und dem homogenen Tiefenwasserkörper der Norwegensee (Norwegian Sea Deep Water: NSDW) rezent keine Tiefenkonvektion statt. Das NSDW ist ein Mischungsprodukt von über begrenzende Schwellen aus benachbarten Becken advektiertem Grönlandsee-Tiefenwasser (60 %) und Tiefenwasser aus dem Eurasischen Tiefsee-Becken (40 %) [Aagaard et al. 1985; Swift & Koltermann 1988]. Eine Modifizierung des NSDW durch Bodenwassermassen vom Barents See-Schelf wird diskutiert [Midttun 1985; Quadfasel et al. 1988; Blindheim 1989].

Der Gegensatz zwischen subtropischen und polaren Wassermassen führt zur Ausbildung ozeanischer **Frontensysteme** im Europäischen Nordmeer (Abb. 2) [Paquette et al. 1985; Vinje 1985]. Die Vermischung benachbarter Wassermassen kann zu Vertikalkonvektion, Erneuerung von Tiefen- und Zwischenwassermassen sowie internen Wellen führen [Mosby 1970, Dickson 1972; Johannessen 1986]. Die Barents See-Polarfront und die Front des Norwegischen Küstenstromes (Abb. 2) zeigen eine Mäanderbildung mit intensiver Eddy-Vermischung [Audunson et al. 1981; Sætre & Mork 1981; Vinje 1985]. Ein entscheidender Kontrollfaktor für die Position dieser Fronten auch in größeren Wassertiefen ist die Wechselwirkung des baroklinen Strömungsfeldes mit der regionalen Topographie, z.B. der Lage der äußeren Schelf- oder Eiskante [Häkkinen 1987]. Im Gegensatz hierzu kontrolliert die hydrographische Front selbst die Lage der Meereisfront im Winter [Johannessen & Foster 1978; Vinje 1985]. Harms & Backhaus [1990] zeigten in einer numerischen Studie, unter Berücksichtigung von Tiden, Windstreß und Eisbedeckung, daß das gegenwärtige Zirkulationsmuster der Barents See, mit dem Einstrom von Atlantikwasser durch den Bäreninsel-Trog in die Barents See, empfindlich auf z.B. innerjährliche, atmosphärische Schwankungen reagiert. Veränderungen der Oberflächen-Wassermassenbilanzen sowie die hohen Amplituden der Gezeitenströme südlich Spitzbergen nahe der Bäreninsel haben somit Konsequenzen für die antizyklonale Zirkulation und die Lage der Frontensysteme auf dem Barents Schelf [Huthnance 1981]. Auch Midttun [1989] wies auf klimatisch verursachte, hohe Temperatur- und Salinitätsvariationen in der Barents See hin. Die Polarfront als Eisrandzone mit mesoskaligen Schichtungsverhältnissen und flankierenden Wirbelstrukturen zwischen dem kalten Polarwasser und dem eindringenden Atlantikwasser ist ein wichtiger Faktor für Bildungsraten subpolarer Bodenwassermassen [Midttun 1985; Quadfasel et al. 1988; Blindheim 1989].

1.2.3. Paläo-Ozeanographie

Das Europäische Nordmeer ist durch seine Sonderstellung als "Lunge des Weltozeans" [Reid & Linn 1971] und als ein für Nordeuropa entscheidender Klimafaktor ["nordic heat pump", Ruddiman & McIntyre 1981] Gegenstand vieler Untersuchungen [z.B. CLIMAP 1976; Eldholm et al. 1989]. Die Entstehungsgeschichte der Sedimente wurde über viele hunderttausend Jahre großräumig rekonstruiert [Holtedahl 1959; Kellogg 1980; Thiede et al. 1986]. Das Verständnis der engen regionalen Koppelung sedimentologischer, biologischer und geochemischer Sediment-Parameter im Europäischen Nordmeer an die wechselvolle Klimageschichte innerhalb der Glazial-Interglazial-Zyklen im Spätquartär konnte durch die Untersuchungen im Sonderforschungsbereich 313, "Veränderungen der Umwelt: der nördliche Nordatlantik", an der Universität Kiel, weiter verbessert werden [Henrich et al. 1989; Baumann 1990; Bischof 1990; Kassens 1990; Vogelsang 1990; Paetsch 1991]. Die in Glazialen wiederholt durch Meereis abgeblockten und zu eisfreien Zeiten in die Norwegen See einströmenden Wassermassen des Nordatlantiks sind in den Sedimenten dokumentiert, z.B. durch einen erhöhten Karbonatgehalt in den Abschmelzphasen, an die auch ein erhöhter Eintrag eistransportierten Materials (**Ice Rafted Detritus: IRD**) gebunden ist [Henrich et al. 1989; Bischof 1990].

Die Ursache-Wirkungs-Kette zwischen den Wechselbeziehungen der Atmosphäre, den Zirkulationsmustern der Oberflächenströme und der Erneuerung von Tiefenwasser sowie deren

Rückkopplungsmechanismen innerhalb des Klima-Systems Ozean-Atmosphäre auf die marinen Signale im spätquartären Weltmeer ist jedoch immer noch zu wenig bekannt. Unterschiedliche methodische Ansätze und Zeitreihen verschiedener Arbeitsgruppen führten bei der Rekonstruktion von Paläo-Zirkulationsmustern zu teilweise differierenden Ergebnissen, die kontrovers diskutiert werden [z.B. Kellogg 1980; Ruddiman & McIntyre 1981a; Jansen et al. 1983; Sejrup et al. 1984; Berger 1987; Labeyrie et al. 1987; Duplessy et al. 1988; Broecker et al. 1989; Broecker 1990; Fairbanks 1990; Jansen & Veum 1990; Tiedemann & Sarnthein 1990]. Vermutlich bewirken bereits lokale Faktoren, wie z.B. Schmelzwassereinträge, eine Veränderung regionaler Stömungsmuster und beeinflussen somit die litho- und biostratigraphische Sediment-Verteilung auch in geologisch kurzen Zeiträumen im Europäischen Nordmeer [Holtedahl 1959; Beck 1981; Ramm 1988; Bischof 1990; Kassens 1990; Koc Karpuz & Schrader 1990].

Mit einer zeitlich hochauflösenden Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie an planktischen und benthischen Mikrofossilien stellte Vogelsang [1990] ein Modell für das Europäische Nordmeer zur Diskussion, in dem sie einen schnellen Wechsel der Zirkulationsverhältnisse zwischen dem Nord-Atlantik und dem Europäischen Nordmeer während der letzten 405.000 Jahre von einem Tiefenwasser erneuernden, anti-ästuarinen Zirkulationssystem mit einem nachweisbaren Einfluß des Norwegen Stromes zu einer ästuarinen Zirkulation ohne Tiefenwasserexport in den glazialen Hochphasen mit Phasen intensiver Schmelzwasserbildung vorschlug. Dieses stimmt bezüglich Eisbedeckung und Tiefenwasserbildung prinzipiell mit den Ergebnissen von Labeyrie et al. [1987] und Duplessy et al. [1988] überein, wonach zwischen mindestens zwei stabilen Zuständen der globalen, thermohalinen Zirkulation innerhalb der durch die periodischen Schwankungen der Erdbahnparameter gesteuerten Milankovitch-Klima-Zyklen unterschieden werden muß [Broecker 1990; Stocker & Wright 1991].

Kellogg [1976, 1980] und Kellogg et al. [1978] dagegen postulierten aufgrund der Untersuchung planktischer Foraminiferengemeinschaften eine permanente Eisbedeckung, die keine Zufuhr von Atlantikwasser in das Europäische Nordmeer erlaubt hätte, und eine daraus resultierende, geringere bis aussetzende Tiefenwassererneuerung für den Zeitraum der letzten 150.000 Jahre. Aus detaillierten stratigraphischen Untersuchungen an Foraminiferen- und Coccolithen-gemeinschaften schließt auch Belanger [1982], daß die Norwegen See in den Sauerstoff-Isotopen-Stadien 2 und 3 vollständig eisbedeckt gewesen sein muß, in den Stadien 4 bis 5d jedoch Teile des nordatlantischen Stromsystemes das Europäische Nordmeer erreicht haben. Daher müssen zumindest saisonal eisfreie Bedingungen geherrscht haben, die eine Tiefenwasserbildung zugelassen hätten, während Streeter et al. [1982] dies nur für das Substadium 5e annehmen. Ramm [1989] schloß in den Stadien 1 und 5 aufgrund hoher Karbonat-Akkumulationsraten im Sediment ebenfalls auf eisfreie Bedingungen und vermutet zumindest saisonal eisfreie Bedingungen innerhalb der glazialen Phasen in der südöstlichen Norwegen See.

Aus astronomischen Fluktuationen der Erdbahnparameter und daraus resultierenden, periodischen Insolationsänderungen auf der Nordhalbkugel ging etwa alle 100.000 Jahre ein Maximum der globalen Eisbedeckung hervor [Hays et al. 1976]. Innerhalb dieser Zeitspanne vergrößerte sich das Eisvolumen allmählich, nahm dann aber in der spätglazialen Phase innerhalb kurzer Zeit wieder ab, so daß ein sägezahnartiger Verlauf der Vereisungskurve entstand [Prell et al. 1986; Martinson et al. 1987]. Die letzte dieser raschen Abschmelzphasen wurde schon früh aufgrund eines drastischen

Faunenwechsels in den Tiefsee-Sedimenten des Atlantiks als Holozän/Pleistozän-Grenze biostratigraphisch definiert [Schott 1935]. Die Rekonstruktion von Oberflächentemperaturen aus den Isotopen-Verhältnissen planktischer Foraminiferen in den Sedimenten des Nordost-Atlantiks verdeutlichte aber den diachronen Charakter dieser Grenze mit regionalen Differenzen von mehreren tausend Jahren und einen nicht gleichmäßigen Verlauf der letzten Deglaziation in Nordeuropa seit dem Weichsel-Hochglazial vor ca. 18.000 J.v.h. [CLIMAP 1976; Thiede 1977]. Im ausklingenden Glazial führten die von kurzfristigen Klima-Variationen geprägten Abschmelzvorgänge der kontinentalen Eismassen des Kara-See-Eisdoms und des skandinavischen Eisschildes [Grosswald 1980] zu einer schnellen Vor- und Rückverlagerung der korrespondierenden Polarfront im Nordatlantik. Dabei wurden Rückzugsgeschwindigkeiten von 2 km/Jahr innerhalb von 1.000 Jahren zwischen 40°N bis 55°N in die Norwegen See hinein rekonstruiert [Ruddiman & McIntyre 1981a; Bard et al. 1987a; Duplessy et al. 1987]. Die zeitlichen Abfolgen dieser kurzfristigen, klimatischen Oszillationen wurde zunächst durch Oszillationen der drei Orbitalparameter der Erde innerhalb des Milankovitch-Systems erklärt [Hays et al. 1976; Imbrie et al. 1984], scheinen jedoch eher vergleichbar den Fluktuationen in Klimamodellen, in denen die Wärmebilanz und die Eisdynamik der kontinentalen Gletscher mitberücksichtigt wurden [Duplessy et al. 1981; Flohn 1987; Wanner & Siegenthaler 1988]. So zeigten z.B. Duplessy et al. [1986], daß die erste rapide Abschmelzphase der Deglaziation nicht linear mit dem Maximum des Insolations-Zyklus gekoppelt ist, sondern daß das Volumen der Eiskappen erst mit einer zeitlichen Verzögerung auf die Veränderung der Erdbahnparameter reagiert [Vogelsang 1990].

Der Übergang zum Interglazial am Ende des Weichsel-Glazials, die **Termination I** [Broecker & van Donk 1970], ist in den Sedimenten des Europäischen Nordmeeres und der benachbarten Meeresgebiete zweiphasig dokumentiert [Sarnthein et al. 1982; Berger et al. 1985; Jansen & Björklund 1985; Jansen & Erlenkeuser 1985; Duplessy et al. 1986; Bard et al. 1987; Mangerud 1987; Vogelsang 1990]. An eine erste, schnelle Abschmelzphase, die Termination I_A, schließt sich das Bølling-Allerød-Interstadial an (Abb. 3) mit einem Umschwung zu annähernd glazialem Niveau mit erneuten Gletschervorstößen in der Jüngeren Dryas zwischen 11.000 J.v.h. und 10.000 J.v.h. an [10.720 J.v.h., Dansgaard et al. 1989]. Dieser Kälteeinbruch endet nach etwa 650 Jahren abrupt - in nur 20 Jahren mit einem Temperaturanstieg von 5°C [Dansgaard et al. 1989]. Nach einem zweiten Erwärmungsschritt, der Termination I_B, werden im Europäischen Nordmeer im frühen Atlantikum heutige, klimatische Verhältnisse erreicht [Mangerud et al. 1974; Jansen & Erlenkeuser 1985; Koc Karpuz & Schrader 1990]. Der Wechsel des ozeanographischen Regimes im Verlauf der Deglaziation dokumentiert sich in den Sedimenten durch ansteigende Karbonatgehalte, die bessere Erhaltung kalkschaliger Organismen und einschneidende Faunenwechsel [z.B. Belanger 1982; Stabell 1987; Broecker et al. 1988; Ramm 1988; Henrich et al. 1989; Baumann 1990; Koc Karpuz & Schrader 1990].

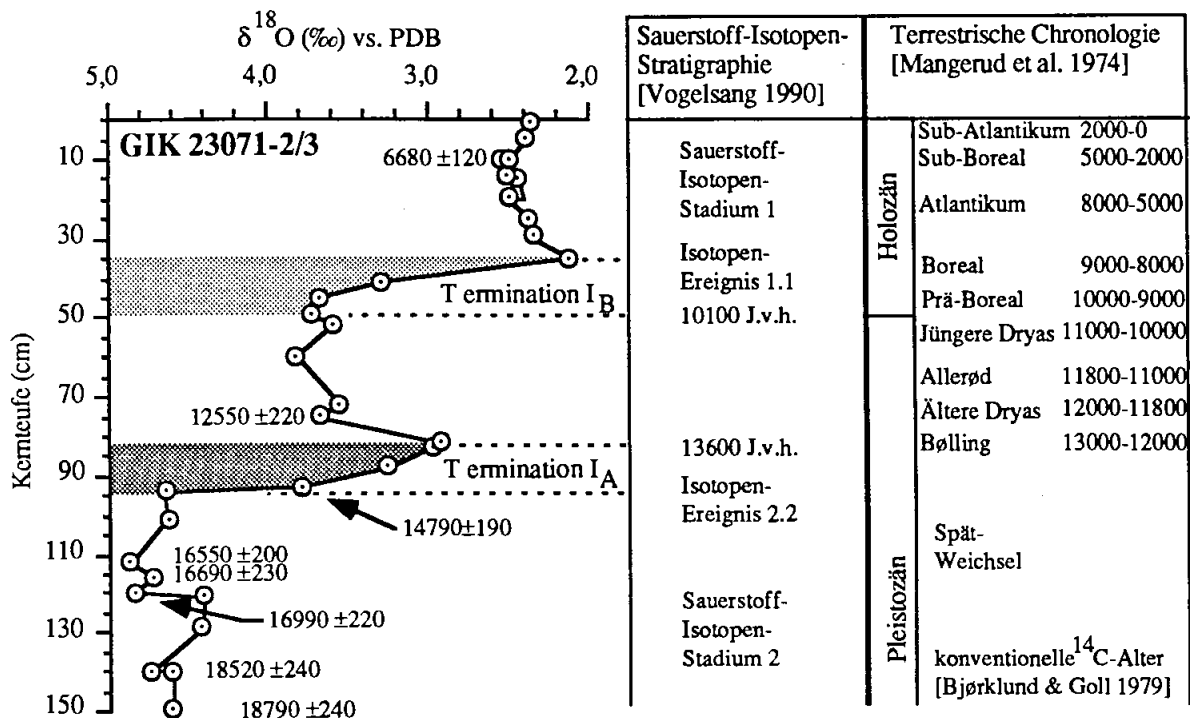


Abbildung 3: Die Termination I in einem Sauerstoff-Isotopen-Profil vom Top (0 bis 150 cm) des Sedimentkerns GIK 23071-2/3 vom Vøring-Plateau, Norwegen See (Messungen an der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin.). Die Raster in der nach Vogelsang [1990] modifizierten Grafik markieren die Terminationsschritte I_A und I_B. Den Zeitscheiben sind jeweils ¹⁴C-AMS-Alter zugeordnet: Start Termination I_A - entspricht dem Sauerstoff-Isotopenstadium 2.2 (14.900 J.v.h.), Ende Termination I_A (13.600 J.v.h.), sowie der Start der Termination I_B (10.100 J.v.h.) und das Ende der Termination I_B, entspricht dem Sauerstoff-Isotopen-Ereignis 1.1 (8.600 J.v.h.). Zur Korrelation mit der terrestrischen Chronostratigraphie sind die Epochen der kontinentalen Klimageschichte eingetragen [Mangerud et al. 1974].

Bisher besteht noch keine übereinstimmende Erklärung für den reversiblen Klimaverlauf innerhalb der Termination I. Ursachen für die Terminationen und deren Konsequenzen auf die Verteilung von Meereis, Oberflächenströmungen und Tiefenwassererneuerung werden noch kontrovers diskutiert [Ruddiman & Duplessy 1985; Ruddiman 1987; Broecker et al. 1988; Broecker & Denton 1989; Jansen & Veum 1990]. Die Diskussion über die globale Natur solcher klimatischer Anomalien in einem Zeitraum von 50 bis 200 Jahren reicht von Schwankungen des globalen CO₂-Haushaltes bis zu Rückkopplungen atmosphärischer und ozeanographischer Faktoren mit klimatischen Anomalien weit entfernter Regionen [Wright 1985; Flohn 1987; Bard et al. 1990; Kudrass et al. 1991]. Mögliche Auswirkungen auf die ozeanische Zirkulation dieser in den marinen Sedimenten dokumentierten Klima-Oszillationen wurden verschieden interpretiert. Der aus der Schmelzwasserüberschichtung resultierende, oberflächennahe Ausstrom aus dem Europäischen Nordmeer soll durch den kompensierenden Einstrom von Zwischenwasser aus dem Nordatlantik innerhalb von nur 150 Jahren ein ästuarines Zirkulationssystem mit küstennahem Auftrieb am Kontinentalrand im östlichen Europäischen Nordmeer geschaffen haben [Jansen & Björklund 1985; Kassens 1990; Vogelsang 1990].

Fairbanks [1989] zeigte durch Isotopenuntersuchungen an Korallen, daß die Jüngere Dryas eine Zeitspanne zwischen zwei starken Schmelzwassereinschüben war, den Schmelzwassergipfeln MWP

I_A und MWP I_B (Meltwaterpoint: MWP). Jansen et al [1983], Sejrup et al. [1984] und Jansen & Björklund [1985] sowie Jansen & Erlenkeuser [1985] postulierten anhand von Sauerstoff-Isotopen eine Schmelzwasserüberschichtung von der skandinavischen Seite her mit saisonal offener Meereisdecke in der Norwegen See zwischen 16.000 und 13.000 J.v.h. Dagegen belegen neuere Arbeiten von Vogelsang [1990] und von Jones & Keigwin [1988] ein kurzfristiges Einsetzen von Schmelzwässern erst um 13.600 J.v.h. bzw. gegen 15.500 J.v.h.. Bard et al. [1987a; 1987b] sehen den Kälteeinbruch in der Jüngeren Dryas als ein Übergangsphänomen, verursacht durch die regionale Schmelzwasser-Überschichtung in der ersten Eisabschmelz-phase (Termination I_A), während Broecker et al. [1988] einen Schmelzwassereintrag von Nordamerika in die Labrador See hinein als Auslöser der Termination I vorschlug. Broecker [1990] macht in seinem globalen Zirkulationsmodell temporäre Salzanomalien im Oberflächenwasser des tropischen Atlantiks für kurzfristige Klima-Zyklen verantwortlich. Die Jüngere Dryas als letzter Ausschlag dieses Salinitäts-Oszillator-Systems sollte somit durch Schmelzwassereintrag und verringerte Tiefenwasser-Ventilation gekennzeichnet sein [Broecker et al. 1985, 1988]. Diese Modellvorstellung würde vergleichbare Klima-Oszillationen innerhalb der Termination I in Kernen der südlichen und nördlichen Hemisphäre erklären [Bard et al. 1990].

Die hemipelagische Sedimentation am Kontinentalhang bzw. am äußeren Schelfrand reagierte aufgrund der proximalen Lage auch auf kleinskalige Variationen der Eisrandzone des skandinavischen Eisschildes sehr sensibel [Andersen 1979; Thiede et al. 1986; King et al. 1987; Henrich et al. 1989; Yoon et al. 1991]. Die Reduktion der Albedo in den eisfreien Gebieten führte regional zu einer schnelleren Erwärmung der Wassermassen und damit zu lokalen Strömungssystemen [Mix & Ruddiman 1985]. Die aus dem Rückzug des Inlandeises und dem Wiedereindringen des Atlantik-Wassers in das Europäische Nordmeer resultierende Sedimentfazies am Kontinentalhang wird von einer Vielzahl verschiedener Prozesse beeinflusst:

- Gletschertill-Ablagerungen an Front und Basis des bis in 400 m heutiger Wassertiefe aufliegenden Schelfeises [Holtedahl & Bjerkli 1975; Damuth 1978; King et al. 1987; Vorren et al. 1989; Yoon et al. 1991].
- IRD-Eintrag durch Eisbergdrift und Eisschelfe [Vorren et al. 1978, 1983a; Henrich et al. 1989; Bischof 1990]. Der Transport von IRD durch Eisberge während des Hochglazials reichte bis weit in den Nordost-Atlantik [Heinrich 1986]. Weite Bereiche des Barents See-Schelfes werden auch heute noch von einer glaziomarinen Sedimentation beeinflusst [Elverhøi & Solheim 1983; Pfirman & Solheim 1989; Powell & Molnia 1989].
- gravitative Massenbewegungen an den steilen Hängen vor den Lofoten und am Barents See-Sedimentfächer [sediment-creeping, slumps/slides, debris flows, mud flows, turbidity currents, Damuth 1978; Bugge 1983; Jansen et al. 1987; Kenyon 1987; Yoon et al. 1991].
- Restsedimentbildung durch den von der regionalen Hydrographie gesteuerten Strömungstransport und durch Wellenaktivität. Winnowing von Ton- und Siltkorngrößen sowie Sandtransport nach dem eustatischen Meeresspiegelanstieg und Etablierung der thermohalinen Konturströmung [Holtedahl & Bjerkli 1975, 1982; Elvsborg 1979; Elverhøi & Solheim 1983; Pfirman 1985; Honjo et al. 1988; Vorren et al. 1989].
- mächtige, regionale Sedimentablagerungen aus hochkonzentrierten Schmelzwasser-Plumes in proximalen Sedimentationsarealen, z.B. vor submarinen Gletscher-Toren [Elverhøi & Roaldset

1983; Pfirman & Solheim 1989]. Die Verbreitung von Sedimentpartikeln bis an den unteren Kontinentalhang erfolgte wahrscheinlich in suspensionsgeladenen Zwischen- oder Unterströmen [Kenyon 1987; Powel & Molnia 1989; Yoon et al. 1991].

- postglaziale tektonische Aktivität. Isostatische Krustenhebungen und begleitende relative Meeresspiegelschwankungen betrafen hauptsächlich die Bereiche des inneren norwegischen Schelfes und den Barents See-Schelf, der äußere Schelf und der Kontinentalhang dagegen blieben annähernd ausgeglichen [Andersen 1979; Bugge et al. 1987].

Yoon et al. [1991] unterschieden aus der Untersuchung von Sedimentkernen und Echocharaktertypen in 3.5 kHz-Sediment-Echogrammen acht Sedimentfazies am Kontinentalhang des östlichen Europäischen Nordmeeres und ordneten diesen verschiedene Sedimentationsprozesse zu (Tab. 2).

Tabelle 2: Echocharaktertypen am Kontinentalhang des östlichen Europäischen Nordmeeres, modifiziert nach Damuth [1978] und Yoon et al. [1991].

Beschreibung und Topographie	Vorkommen	Sedimenttyp/Prozeß
I: scharfe Bodenechos ohne Unterbodenreflektoren, blockige, unruhige Topographie mit unterschiedlichem Relief	Kontinentalhang vor den Lofoten	Hanggleiten, Sediment-Fließen; Debrit
II: kontinuierliche, scharfe Bodenechos mit einigen kontinuierlichen, parallelen Unterbodenreflektoren, langwellige Topographie	Vøring Plateau	Hemipelagit
III: kontinuierliche, scharfe Bodenechos mit einigen diskontinuierlichen, stark ausgeprägten Unterbodenreflektoren	Innerer Hang des Vøring-Plateaus, Barents See Hang	alternierende Schichtung von Hemipelagiten und Turbiditen
IV: sehr langgezogene Bodenechos ohne diskrete Unterbodenreflektoren, Topographie flach, unruhig	Oberer Barents See-Hang, Schelfkante	Kontourit, Turbidit
V: große, unregelmäßige, sich seitlich überlappende Reflexionshyperbeln unterschiedlicher Höhe	Vøring Plateau	Hemipelagit, Kontourit
VI: regelmäßige, sich seitlich überlappende Reflexionshyperbeln unterschiedlicher Höhe mit blockig, unruhigem Relief (< 10m)	Barents See Hang, Außenhang Vøring-Plateau	Sedimentfließen, Debrit
VII: transparente Schichten, bedeckt von Typ I und IV und unterlagert von unbestimmten Bodenreflektoren des Typs III und IV	mittlerer bis unterer Barents See Hang, Vøring-Plateau	Sedimentfließen, Debrit

Die Sedimentabfolgen am norwegischen Kontinentalhang sind durch großskalige Massenbewegungen instabiler Sedimentakkumulationen in weiten Bereichen gestört. Es wurden aber auch lokale Akkumulationen nahezu ungestörter, spätquartärer und holozäner Sedimente beschrieben [Bjørklund et al. 1979; Rumohr im Druck]. Im Zentrum der holozänen Ablagerungen eines regional eng begrenzten Gebietes mit einem nahezu kreisrunden Umriß bei 67°N am mittleren Kontinentalhang erreichen feinkörnigen Sedimente Akkumulationsraten von 65 cm/1.000 Jahre. Die Raten nehmen radialsymmetrisch nach außen hin mit steilen Gradienten innerhalb weniger Kilometer ab [Rumohr im Druck]. Aufgrund der sedimentechographischen Kartierung und der regionalen Analyse von Sedimentparametern diskutierte Rumohr eine Entstehung dieser holozänen Hochakkumulation unter dem Aspekt eines von der Topographie geführten Sedimenttransportes bis in Wassertiefen unterhalb von 700 m.

2. GRUNDLAGEN

2.1. Prozesse der Tiefenwassererneuerung

Die Mechanismen der schon von Nansen [1906] in arktischen Gewässern vermuteten saisonalen Tiefenwassererneuerung beruhen auf einem komplexen Zusammenspiel intensiver Advektions- und Vermischungsprozesse in der Wassersäule [Aagaard 1970; Killworth 1979; Aagaard et al. 1985]. Nach Killworth [1983] kann eine regionale Unterscheidung getroffen werden zwischen

- einer landfernen, an ozeanische Wirbel gebundenen **Tiefenwassererneuerung** ("open ocean sinking") und
- einer **Bodenwasserbildung** in Eisrandlagen auf flachen Schelfen hoher Breiten ("near boundary sinking").

Die Formation und **Konvektion** von dichtem Wasser verläuft mehrphasig [Midttun 1985; Rudels 1990]. Der Wärmeverlust an die Atmosphäre führt in einem ersten Schritt zu einer fortschreitenden Abkühlung der Oberflächenwassermasse und somit zur Reduktion der Stabilität zwischen Deckschicht und dem Zwischenwasserkörper. In einem zweiten Schritt führen die bei der Meereisbildung entstehenden Salzlaugen [Rudels 1990] zu der eigentlichen Dichteerhöhung im Oberflächenwasser bis um den Faktor zehn [Midttun 1985]. Die Schichtung wird daraufhin zunehmend instabiler. Eine erste Konvektion in einem "Schlot" verläuft zunächst nur bis zur Haupt-Halokline, bis durch die Dichteanomalie oberhalb dieser Sprungschicht das Oberflächenwasser bis in große Tiefen absinkt und dort für eine Modifizierung des Tiefenwassers sorgt [Quadfasel et al. 1988; Rudels et al. 1989]. Leichtere (wärmere) Wassermassen steigen daraufhin auf oder werden lateral advektiert. Diese Konvergenz hält solange an, bis das stabile Gleichgewicht wiederhergestellt ist [Rudels 1990].

Vollständig geschlossene Eisdecken unterbinden jedoch den Wärmeexport an der Wasseroberfläche und verhindern somit auch Konvektion. Die damit einhergehende Erhöhung der Albedo begünstigt jedoch andererseits die weitere klimatische Abkühlung einer Region [Graßl 1989]. Ein ähnlich stabilisierender Effekt resultiert auch aus einer regionalen Überschichtung mit einer spezifisch leichteren Frischwasser- (Brackwasser-) Deckschicht. In diesem Fall ist die statische Stabilität besonders ausgeprägt [Dietrich et al. 1975]. Eine Vertikalkonvektion und damit Ventilation des Tiefenwassers ist dann nur begrenzt durch Stromscherung infolge von Windschub möglich [z.B. Aagaard 1970]. Allerdings frieren Schmelzwasserdeckel wegen ihres niedrigeren Salzgehaltes auch eher als Meerwasser normaler Salinität zu. Die beim Gefrierprozeß entstehenden Salzlaken können so schwer werden, daß sie in flachen Meeren saisonal ebenfalls für eine Konvektion bis zum Boden sorgen können.

Der Prozeß der **Bodenwasserbildung** auf Schelfen hoher Breiten (s.o.) wurde von Foldvik & Gammelsrød [1988] am Beispiel der antarktischen Schelfe beschrieben:

- Seewasser wird saisonal abgekühlt. Hierbei wirken sich Untiefen auf dem Schelf oder die Nähe zum Eisschelf begünstigend aus. Durch die konvektive Vermischung mit den unterliegenden

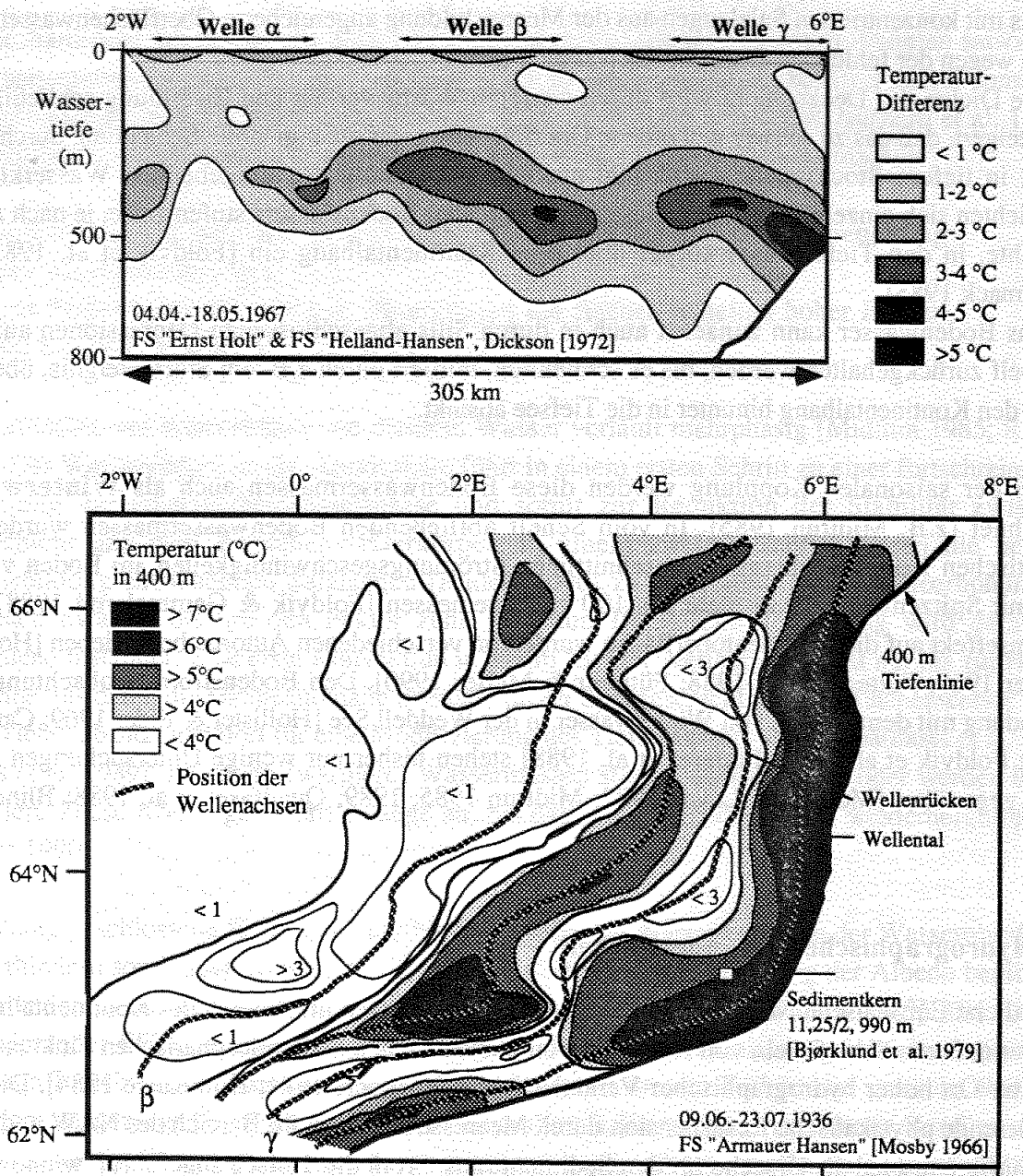
Wasserschichten wird ein zunehmend größeres Wasservolumen so weit abgekühlt, bis dessen Oberfläche schließlich gefriert.

- Tidenströmungen und katabatische Winde verdriften das frisch gebildete Meereis.
- das mit konzentrierten Salzlaugen aus der Meereisbildung angereicherte Oberflächenwasser kühlt nun wegen der fehlenden Eisdecke noch stärker ab.
- die Dichte der Deckschicht wird durch weiteren Wärmeverlust und Eisbildung schließlich so gesteigert, daß das zu schwer gewordene Oberflächenwasser die nun labile Schichtung durchbricht und in tiefere Stockwerke absinkt. Je nach Stratifizierung des umgebenden Wasserkörpers schichten sich einzelne Kaskaden dieses neugebildeten Bodenwassers stufenweise, je nach *in situ* Dichte, in den Tiefenwasserkörper über dem Kontinentalhang ein [Foldvik et al. 1985a, b; Carmack 1985].
- das Bodenwasser kann zunächst auch in durch Sills abgeschlossenen Depressionen auf dem Schelf zurückgehalten werden, bis es schließlich, initiiert durch z.B. ein Sturmereignis, über den Sill den Kontinentalhang hinunter in die Tiefsee absinkt.

Wegen der saisonalen Kopplung werden diese Bodenwassermassen auch als **Winterwasser** bezeichnet [z.B. Midttun 1985]. In vom Schelf abfließenden Bodenwassermassen wurden am antarktischen Kontinentalhang durchschnittliche Strömungsgeschwindigkeiten am Boden von 50 cm/s mit Spitzenwerten von mehr als 100 cm/s gemessen [Foldvik & Gammelsrød 1988]. Der Erosionseffekt auf die Sedimentoberfläche wurde von verschiedenen Autoren beschrieben [Hollister & Elder 1969; Fütterer et al. 1988; Fütterer & Melles 1990]. Den Bodenstrom-Beobachtungen in Verbindung mit dem Abfluß von Winterwasser in der Weddell See [Hollister & Elder 1969; Carmack 1973b; Foldvik et al. 1985; Fütterer et al. 1988] stehen bisher nur wenige Untersuchungen in der Arktis gegenüber [Melling & Lewis 1982; Midttun 1985, 1989; Quadfasel et al. 1988; Blindheim 1989].

2.2. Hydrographische Veränderlichkeit

Das östliche Europäische Nordmeer ist in geringen Wassertiefen im Bereich des Kontinentalhanges bzw. des äußeren Schelfes ein von Natur aus von planetarischen und atmosphärischen Fluktuationen geprägter Ort hoher hydrographischer Veränderlichkeit [Mooers 1981; Huthnance 1984]. Die hier dominierende physikalische Resuspension durch Meeresströmungen im Bereich des NAW und NCC wird häufig pauschal als Ursache für den Sedimenttransport in die Tiefsee angeführt ["winnowing", z.B. Vorren et al. 1989]. Die Antriebsmechanismen für temporär hochenergetische, bodennahe Strömungen sind jedoch sehr komplex und können z.B. auch durch hohe horizontale Dichtegradienten im Wasser, in Luftdruckdifferenzen sowie durch Windschubspannung erzeugt werden [Heaps 1980; Schott & Bock 1980; Legutke 1991]. Tidenströmungen, die vor allem bei paralleler Ausrichtung der Tidenfront zur Schelfkante hochenergetisch sein können, oder die Konzentration der Gezeitenenergie in Canyon-Achsen am Kontinentalhang, sind ebenfalls mögliche Ursachen für kinetische Ausgleichsströmungen [Ewing 1973; Fahrbach & Meincke 1978; Gardner 1989a].

**Abbildung 4:**

Hydrographische Variabilität im Norwegenstrom vor Mittelnorwegen, 400 m-Tiefenstufe.

Oben: Gesamt-Variabilität bei 66°N auf einem Profil zwischen 2°W und 6°E über dem Vøring-Plateau am Beispiel der Temperatur. Die 20 Profil-Stationen im Abstand von 10 km wurden innerhalb von 45 Tagen 17 Mal wiederholt. Die Kurzzeit-Variabilität ist am höchsten innerhalb der Grenzschicht zwischen NAW und NSDW mit lokalen Temperaturdifferenzen von 5°C (Salinitätsdifferenz $S > 0,25$) in den Zonen quasi-stationärer Wellen (α β γ). Modifiziert nach Dickson [1972].

Unten: Horizontale Variabilität im Norwegenstrom am Beispiel der Temperaturverteilung in 400 m Wassertiefe zwischen 62°N und 66°N, Norwegische See. Die Temperaturgradienten sind am höchsten nahe der Schelfkante, in Tiefen > 1.000 m dagegen liegt die Temperatur nahezu konstant bei < 1°C [Dickson 1972]. Die stationären Wellen β und γ bilden die Eckpunkte in der Vertikalverteilung langgestreckter Wirbel im Norwegen Strom. Die Lage der quasi-stationären Wellentäler und -berge wird von der Topographie des Kontinentalhanges bestimmt [Mosby 1966]. Die Darstellung ist nicht längentreu!

Die hydrographische Veränderlichkeit im Norwegenstrom zwischen 62°N und 66°N ist schon früh eingehend untersucht worden [Sølen 1959; Alekseev & Istoshin 1956]. Dickson [1972] leitete ein Variabilitäts-Maximum an der Diskontinuität zwischen NAW und den NSDW primär aus Vertikalbewegungen mit außergewöhnlich hohen Amplituden ab. In einer umfassenden, quasi-synoptischen Meßreihe fand er die Auffassung von Sølen [1959] bestätigt, daß es in der Norwegen See bei 66°N mindestens drei stationäre Wellen mit Amplituden von 100 m bis 250 m und einer horizontalen Erstreckung von 20 bis 50 nautischen Meilen gibt (Abb. 4). Diese sind als vertikale Fortsetzung langgestreckter, zyklonischer Zwischenstrom-Wirbel im Norwegenstrom zu deuten, die innerhalb der Hauptpyknokline zwischen NAW und NSDW durch "Differenzen von Strömungssoszillationen transversal zur Hauptströmungsrichtung" gebildet werden [Dickson 1972; Monin 1986]. Als Ursachen für Vertikalbewegungen in Grenzschichten können aber auch interne Wellen gelten, die z.B. aus Windstreß oder atmosphärischen Druckgradienten resultieren. Am Kontinentalhang können aus der Reflexion interner Wellen auch stationäre Wellen entstehen [Krauss 1958; Mysak & Schott 1977; Fahrbach & Meincke 1978].

"Eddies (Wirbel) bestimmen das ozeanische Wetter", so charakterisierte Monin [1986] die regionale Bedeutung kleinskaliger Prozesse im Weltozean. Die Stromgeschwindigkeiten in solchen mesoskaligen Wirbelstrukturen übersteigen die der umgebenden Wassermasse um ein Vielfaches (Frontalzonen-Jets). Die Wirbelenergie in der Tiefe als Funktion von Windstreß und Schichtung zeigt ein ausgeprägtes Maximum im Winter [Dickson et al. 1982]. Die durchschnittliche Lebensdauer der zwischen 50 km bis 200 km großen Strukturen wird im Mittel mit 23 Tagen angegeben, die individuelle Lebensdauer ist durch die Wechselwirkung mit benachbarten Wirbeln, den umgebenden Wassermassen und der Bodentopographie beschränkt [Monin 1986]. Die vertikale Erstreckung kann durch mehrere Tiefenstockwerke ebenfalls mehrere Kilometer bis in das Bodenwasser hinein betragen [Shaw et al. 1988]. Tatsächliche Skalen beobachteter Wirbelstrukturen im Europäischen Nordmeer, gebunden an ozeanische Frontensysteme und Ästuar, liegen zwischen 10 und 200 km [Dickson 1972; Hansen & Meincke 1979; Paquette et al. 1985].

Der Einfluß kontinentaler Landmassen auf die globale Zirkulation der Wassermassen im Weltmeer ist unbestritten, führt aber auch in wesentlich kleineren Dimensionen zu vergleichbaren Effekten. Schon Helland-Hansen & Nansen [1909] erkannten die Bedeutung der Bodentopographie für die Entstehung mesoskaliger Wirbel. Viele Autoren berichten von topographischen (Rossby-) Wellen über Bodenebenenheiten am Meeresboden mit begleitenden Wirbelstrukturen, z. B. aus dem Golfstrom heraus über dem Kontinentalhang südlich Neu-Schottlands oder über submarinen Vulkanen im Pazifik [Huppert & Bryan 1976; Royer 1978; Louis & Smith 1982; Smith et al. 1984]. Shaw et al. [1988] führen periodische Energiespektren mit Perioden von 15 Tagen am Hang und Hangfuß von Neuschottland, deren Variabilität sich bis auf die Bodenströmungen durchpaust, auf eine Entstehung durch vom Golfstrom abgelöste Mäander zurück. Stationäre Wirbelysteme in Eisrandlagen vor Ost-Grönland wurden während MIZEX studiert [Smith et al. 1984; Johannessen et al. 1987a, b]. Legutkes numerisches Modell der Zirkulation des Europäischen Nordmeeres [1991] simuliert ebenfalls einen deutlichen Einfluß der Topographie auf Tiefenwasser-Strömungsfelder unterhalb von 1.500 m.

2.3. Trübezonen im Ozean

Nepheloide Schichten sind weltweit als vorwiegend in Bodennähe gut entwickelte Zonen im Weltozean bekannt, in denen das Meerwasser gegenüber den umgebenden Wasserschichten stärker getrübt ist [Biscaye & Eitrem 1976; McCave 1986]. Verschiedene Untersuchungen belegen, daß hohe Gehalte an zur Aggregatbildung neigenden, kleinen Partikeln mit Durchmessern $< 40 \mu\text{m}$ für die Trübung verantwortlich sind [Gardner et al. 1985a; Dickson & McCave 1986]. Partikel der Korngrößen $< 2 \mu\text{m}$ befinden sich ständig im Schwebezustand [Richardson 1987; Kineke & Sternberg 1989; Sternberg et al. 1991].

Das Vertikalprofil der Partikelkonzentration in der Wassersäule ist im Normalfall nur durch geringe Variationen in der Zunahme zum Boden hin gekennzeichnet. Innerhalb der bis zu 2.000 m mächtigen, bodennahen nepheloiden Schicht (**Bottom Nepheloid Layer: BNL**) kann ein gut durchmischter, temperaturkonstanter, etwa 25 bis 100 m breite **Bottom Mixed Nepheloid Layer (BMNL)** entwickelt sein (Abb. 5). Über dem Meeresboden wurden Partikelkonzentrationen von 50 bis 500 mg/m^3 , auf dem Schelf aber auch schon 12.000 mg/m^3 gemessen [Biscaye et al. 1980; McCave 1986]. Oberhalb der BMNL ist eine annähernd logarithmische Trübungsabnahme bis zu einem Minimum im Zwischenwasser zu verzeichnen [McCave 1986; Nyffeler & Godet 1986]. Gebunden an Pyknoklinen, können spezifisch leichte Partikel in den **Intermediate Nepheloid Layer (INL)**, (Abb. 5) in lateralen Wassermassen-Injektionen vom Kontinentalhang bis weit in abyssale Bereiche verdriften [Dickson & McCave 1986; Thorpe & White 1988].

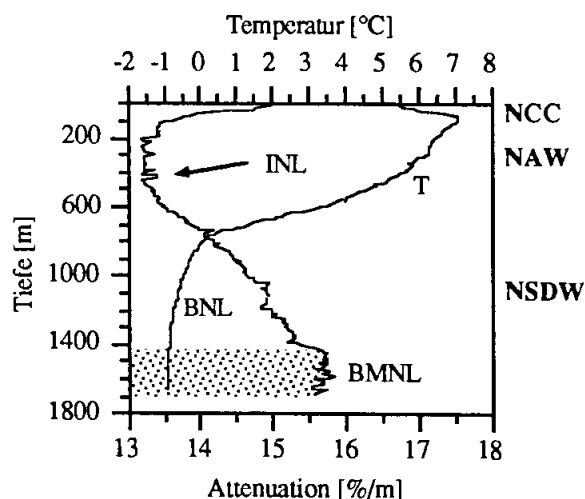


Abbildung 5:

Typisches Vertikalprofil der Temperatur und Attenuation am Kontinentalhang vor Mittelnorwegen (Poseidon 181, Station 275, März 1991). Hohe Attenuationswerte im Norwegischen Küstenstrom (NCC) an der Oberfläche, ein Minimum in mittleren Wassertiefen im Atlantikwasser (NAW) sowie eine etwa 180 m mächtige bodennahe Trübezone (BNL) kennzeichnen das Trübungsprofil. Innerhalb der Übergangszone zwischen NAW und NSDW sind in Wassertiefen zwischen 200 m und 450 m einzelne, intermediäre nepheloide Schichten (INL) ausgebildet. Die BMNL (s. Kap. 2.3.) innerhalb der BNL ist hydrographisch nur schwach durch einen konstanten Temperaturverlauf (T) über dem Boden gekennzeichnet.

Die kleinen Korngrößen in der BNL stammen primär aus Eisschmelzen und Frischwasser, welches im Europäischen Nordmeer vor allem aus der Barents See über die Schelfe eingetragen wird [Pfirman & Solheim 1989]. Zusätzlich sind es biogene und sehr untergeordnet auch äolisch eingetragene, lithogene Partikel, die zum Meeresboden absinken [Windom 1969; Bodungen 1989; Honjo 1990] sowie Material aus der Resuspension partikulärer und gelöster Substanzen durch physikalische Erosion und Bioentrainment von Benthosorganismen [Shideler 1981; Graf 1989; Jensen et al. eingereicht].

Bodennahe Trübezonen sind in Regionen mit hoher Wirbelenergie besonders gut ausgeprägt [Pierce 1976]. In diesem Fall kann die Messung der partikulären und gelösten Substanzen zur Charakterisierung verschiedener Wasserkörper herangezogen werden. Ein Beispiel dafür sind Tiefenströmungen, die topographisch geführt und von der Coriolis-Kraft gesteuert, nach Absinken auf den Meeresboden in hohen Breiten als Unterströmungen auch anhand hoher Trübungswerte bis in niedere Breiten verfolgt werden können [Jones et al. 1970]. Auch regionale Trübungs-Anomalien und saisonale Signale in den nepheloiden Schichten über dem Meeresboden wurden gemessen. Die BNL werden über abyssalen Tiefseeebenen als Resultat temporärer Bodenströmungen ["benthic storms", McCave 1984; Gross et al. 1988] oder mit einem deutlichen saisonalen Signal [Dickson et al. 1982; Milliman et al. 1986] ebenso beschrieben wie in Verbindung mit dynamischen Prozessen lateraler Advektion in submarinen Canyons am Kontinentalhang [Newberger & Caldwell 1981; Gardner et al. 1985a; Caccione & Drake 1986; Dickson & McCave 1986; Hickey et al. 1986; Gardner 1989b]. In flachen Nebenmeeren resultieren Trübezonen zumeist aus windinduzierten Turbulenzen oder Gezeiten-strömen [Moody et al. 1986; Ritzrau & Graf im Druck] oder aus Schmelzwasser-Suspensionen in glaziomarinen Sedimentationsarealen, z.B. dem Barents See-Schelf [Pfirman & Solheim 1989]. Die Trübezonen im Europäischen Nordmeer sind bisher kaum untersucht [Barents See Schelf: Pfirman 1985; Pfirman & Solheim 1989; Barents See-Kontinentalhang bei 75°N: Gerlach & Graf 1990]. Sekundäre Trübungsmaxima in der ozeanischen Deckschicht werden zumeist aufgrund hydrographischer (fluviatiler, glaziomariner Eintrag) oder biogener (Primärproduktion) Phänomene hervorgerufen [Gardner et al. 1985a; Bishop et al. 1986b; Eisma 1986].

2.4. Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie

Marine Sedimente mit ausreichend hohen Karbonatgehalten können mit Hilfe der Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie datiert werden, bei der das Verhältnis der stabilen Sauerstoffisotope ^{16}O und ^{18}O in Kalkschalern verglichen wird. In dieser Arbeit wurden die Messungen an der **planktischen Foraminifere** *Neogloboquadrina pachyderma* sin. durchgeführt. Die Ökologie dieser überwiegend zwischen 140 μm und 200 μm großen Protozoen ist jedoch noch wenig bekannt [Bé 1977; Vincent & Berger 1981; Carstens & Wefer im Druck]. Hohe Individuendichten lebender Exemplare wurden in Wassertiefen zwischen 100 m und 200 m in Sedimentfallen und Netzfängen im polaren und subpolaren Ozean gefunden [Bock 1990; Carstens & Wefer im Druck]. Die Individuenzahl nimmt in den Wintermonaten bis auf unter 5% des gesamten Foraminiferen-Bestandes ab; in dieser Jahreszeit wurden *N. pachyderma* sin. fast ausschließlich in den obersten Metern der Wassersäule gefangen [Bock 1990].

Die Interpretation der Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse basiert auf der Annahme, daß das in den Karbonatschalen eingebaute CO_2 im Gleichgewicht zum CO_2 (im wesentlichen das Bi-Karbonat) der umgebenden Wassermasse steht, und so die Eigenschaften der Wassermasse konserviert, in der die Foraminifere gelebt hat. Nun gelangt von den beiden stabilen Isotopen ^{16}O und ^{18}O des Meerwassers das mobilere ^{16}O -Isotop über die Grenzschicht Wasser-Luft bei einer Verdunstung eher in den atmosphärischen Kreislauf. Zum anderen kondensieren Wassermoleküle, die das schwerere ^{18}O -Isotop enthalten, schneller und regnen daher auch eher wieder ab. Somit erreichen vorwiegend die leichten ^{16}O -Isotope über den Niederschlag die polaren und kontinentalen Eisschilde und werden dort in den Glazialen vermehrt akkumuliert. Die Anreicherung des schwereren ^{18}O -Isotops im glazialen

Ozean führt zu einer signifikanten Verschiebung des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis zu schwereren Werten auch in den Gehäusen der marinen Kalkschaler. Diese Änderung der mittleren Isotopen-Zusammensetzung des Meerwassers relativ zu rezenten Werten wird als Eiseffekt bezeichnet [Labeyrie et al. 1987], der für die Zeit am Ende des letzten Hochglazials vor 16.000 Jahren 1,05 ‰ im $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis beträgt, jedoch durch regionale Temperatur- und Salinitätsvariationen noch empfindlich modifiziert werden kann [Jones & Keigwin 1988]. Aus der isotopenstratigraphischen Untersuchung von Tiefseesedimenten können somit Aussagen über die Schwankungen des kontinentalen Eisvolumens getroffen werden [Shackleton & Opdyke 1973; Labeyrie et al. 1987; Vogelsang 1990].

Auch das $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis kann als Interpretationshilfe, z. B. für die Ventilationsraten fossiler Oberflächen-Wassermassen, herangezogen werden [Pisias et al. 1984; Duplessy & Shackleton 1985; Labeyrie & Duplessy 1985; Mix & Fairbanks 1985]. Da der $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalt in der gut durchmischten ozeanischen Deckschicht im Gleichgewicht zum gelösten CO_2 -Gehalt des Meerwassers steht, stellt das in das Karbonat des Planktons eingebaute $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Verhältnis einen Indikator für den Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre dar [Duplessy & Shackleton 1985; Labeyrie & Duplessy 1985]. Leichte Werte weisen auf eine schlechte Versorgung mit gelöstem Sauerstoff hin, während positive Werte besser durchlüftete Verhältnisse in der ozeanischen Deckschicht anzeigen. Stabile Schichtungsverhältnisse an der Oberfläche, wie Eisbedeckung oder Überschichtung mit spezifisch leichtem Schmelzwasser, sollten daher durch niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte gekennzeichnet sein. Schwere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte können aber auch ein Hinweis auf eine gesteigerte biologische Primärproduktion und somit auf ein gutes Nährstoffangebot im Oberflächenwasser sein: das mobilere ^{12}C -Isotop wird vom Phyto- und Zooplankton bevorzugt assimiliert und inkorporiert, das ^{13}C somit im Wasser relativ angereichert [Zahn et al. 1985]. Neben der Beeinflussung durch den globalen CO_2 -Kreislauf (Biosphäre, Boden, Sediment) und den globalen und regionalen Veränderungen in der Oberflächenwasser-Produktivität können die Veränderung der Wassermassen-Struktur und vor allem Vital-Effekte in der Physiologie der Organismen selbst die Interpretation des $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis in kalkabscheidenden Organismen erschweren [bis 1 ‰: Ganssen 1983; Hemleben et al. 1989].

Aufgrund der hohen Toleranz von *N. pachyderma* sin. gegenüber Salinitäts- und Temperaturschwankungen werden deren Isotopen-Verhältnisse häufig für die Rekonstruktion von Paläo-Wassertemperaturen und Paläo-Salinitäten herangezogen [Shackleton & Opdyke 1973; Labeyrie et al. 1987; Duplessy et al. 1988; Vogelsang 1990]. Erlenkeuser [1985] konnte zeigen, daß Phasen leichter $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse gut mit den nacheiszeitlichen Klimaepochen bzw. Abschmelzphasen in Süd-Skandinavien korrelieren und vermutete eine Meereis-Bedeckung mit haliner Stratifizierung vor Süd-Norwegen in der Termination I. Fairbanks [1989] charakterisierte die Schmelzwassergipfel der Termination I durch Minima im $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis bei stetig ansteigenden Versätzen der Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse zu leichten Werten. Geochemische Analysen von Keigwin & Boyle [1989] hingegen lassen keinen Zusammenhang zwischen dem Gesamt- CO_2 und dem Nährstoffangebot in der ozeanischen Deckschicht sowie dem $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis erkennen. Zudem ist *N. pachyderma* sin. fast durchgehend in glazialen Sedimenten des Europäischen Nordmeeres vertreten, so daß in den Sedimentkernen kaum Informationslücken in der Isotopenstratigraphie entstehen.

Unter der Annahme konstanter Temperatur und Salinität im Tiefenwasserkörper geben die Sauerstoff-Isotopenverhältnisse in **epibenthischen** Foraminiferen ausschließlich die globalen Schwankungen der Sauerstoff-Verhältnisse wieder [Prell et al. 1986; Martinson et al. 1987; Altenbach & Samthein 1989]. AMS (Accelerator-Mass-Spectrometry) - Altersmessungen sind bei einer Gegenüberstellung planktischer und benthischer Foraminiferenalter ein Schlüssel für Fragen der Tiefenwasserzirkulation, da die räumlichen und zeitlichen Verteilungsmuster von Temperatur und Salzgehalt der Paläo-Wassermassen Aussagen über resultierende horizontale und vertikale Strömungsgradienten und Mischungsraten zu verschiedenen geologischen Zeiten erlauben [Duplessy et al. 1986; Berger et al. 1987; Jansen & Veum 1990].

3. METHODIK

3.1. Reflexionsseismische Kartierung

Bei allen durchgeführten Forschungsreisen sind profilierende, geophysikalische Schiffs-messungen mit Sonarsystemen, dem **3.5 kHz-Sedimentecholot** und auf Ausfahrten mit FS Meteor auch mit dem Fächerecholot HYDROSWEEP sowie dem PARASOUND-System durchgeführt worden (Tab. 3). Das Profilraster wurde, aufbauend auf den Übersichtsprofilen in den Untersuchungsgebieten vorangegangener Fahrten, jeweils ergänzt und weiter verdichtet.

Aufgrund der hohen Zuverlässigkeit und universellen Einsetzbarkeit auf Forschungsschiffen mit Hydrographenschacht, besonders aber wegen der Vergleichbarkeit mit den umfangreichen Aufzeichnungen früherer Ausfahrten, wurde das 3.5 kHz-ORE-System standardmäßig für alle flachseismischen Vermessungen im Bereich der Hochakkumulationsgebiete eingesetzt. Die reflektierten Signale erzeugen verschiedenste Abstrahlmuster, welche die Textur, Struktur und Lithologie der Oberflächensedimente und das Relief charakterisieren [Hinz et al. 1969]. Die gemessene (scheinbare) Wassertiefe (D_{obs}) als Oberflächenreflektor und verschiedene seismische Reflektoren werden als Laufzeit-Funktion der Schallgeschwindigkeit (v_a) auf dem Schreiberpapier registriert und können mit unterschiedlichen Schallgeschwindigkeiten für verschiedene Medien in Sedimentmächtigkeiten bzw. Wassertiefen anhand folgender Formel umgerechnet werden:

$$D_{obs} = v_a * T$$

mit v_a = mittlere Kompressionswellen-Geschwindigkeit

und T = Einweg-Laufzeit [Carter 1980].

Durchschallungsmessungen an Sedimentkernen aus dem Europäischen Nordmeer ergaben Kompressionswellengeschwindigkeiten zwischen 1.460 m/s und 1.500 m/s für tonig-sandige Sedimente [Gerlach et al. 1986; Gerlach & Graf 1990]. Bei den oberflächennahen Kartierungen mit Eindringtiefen < 80 m ist daher die Annahme eines mittleren Geschwindigkeitswertes von $v_a = 1.500$ m/s gerechtfertigt. Die in Wassertiefen umzurechnenden Schallgeschwindigkeiten können für einzelne Meeresgebiete unter Berücksichtigung unterschiedlicher Laufzeiten für verschiedene Wasserkörper noch korrigiert werden [z.B. Carter 1980]. Im Falle der Norwegen See sind dies bei Wassertiefen von 200 m bis 2.000 m Differenzbeträge von -4 m bzw. -54 m. Eine exakte Korrektur

kann jedoch nur mit einem Geschwindigkeitsprofil erfolgen, das aus den hydrographischen Daten der Wassermassen vor Ort indirekt bestimmt werden kann.

Die wichtigsten limitierenden Faktoren dieser Methode sind der Seegang und schiffsspezifische Geräusche (andere Lotsysteme etc.). Hohe Dünung und Rollen des Schiffes führen außerdem zur Störung der Meßgeometrie und somit zu scheinbaren Schwankungen der Wassertiefe in der Signalaufzeichnung. Um dem für die Schallübertragung an den Schwingern störenden Luftblasenstrom unter dem Kiel auszuweichen, wurde der Schwingersatz auf einer Trägerplatte im Hydrographenschacht der Forschungsschiffe jeweils 30-75 cm unterhalb des Schiffsbodens installiert. Das 3,5 kHz-Sediment-Echolot produzierte so während der gesamten Einsatzzeit gute Aufzeichnungen bis in Wassertiefen über 3.500 m. In der Regel wurde bei einer Abstrahlfrequenz von 3,75 kHz, einer Pulslänge von 0,2-0,5 ms und einer Impulsfolge von 0,25 s eine maximale Eindringung von ca. 80 m erreicht. Die vertikale Auflösung bei dieser Geräteeinstellung betrug ca. einen Meter.

Die Vorteile des neuen, schiffsgebundenen PARASOUND-Systems [FS Meteor, FS Polarstern, u.a. Heinrich 1986] konnte in den Untersuchungsgebieten am Kontinentalhang für unsere Fragestellung nicht genutzt werden. Es existiert zwar eine digitale Signalaufzeichnung, ein post-processing der Meßdaten wird schiffsseitig bisher aber noch nicht angeboten. Die im PARASOUND realisierte, verbesserte horizontale und vertikale Auflösung der Schichtungsstrukturen im Sediment entsteht unter Nutzung des parametrischen Effektes mit höheren Primärfrequenzen von 18-23,5 kHz. Vor allem die gegen Roll- und Stampf-Bewegungen des Schiffes elektronisch stabilisierte Abstrahlcharakteristik in Verbindung mit einer Bündelung des Lotstrahls auf 5° bietet gegenüber dem konventionellen 3,5 kHz-Sedimentecholot mit einem Abstrahlwinkel von 30° und geringerer Eindringtiefe eine verbesserte Aufzeichnungsqualität. Bei starker Hangneigung und ungünstigen Witterungsbedingungen konnte jedoch kein verwertbares PARASOUND-Signal aufgefangen werden. Zudem schließt die zu geringe Aufzeichnungshöhe der angeschlossenen Registriereinheit eine Kartierung von Sedimenteinheiten in den obersten Sedimentmetern in der Praxis für diese Areale nahezu aus, während die analog aufzeichnende ORE-Anlage trotz des vergleichsweise geringeren vertikalen Auflösungsvermögens durch eine höhere Frequenz des Sendeimpulses eine bessere, leicht zu verfolgende Horizont-Schichtung liefert.

Die Bestimmung der aktuellen **Schiffsposition** erfolgte mit den schiffseigenen Navigationsanlagen. Der MAGNAVOX-Satelliten-Empfänger auf FS Poseidon gab im Mittel alle 45 Minuten einen verwertbaren Fix mit einer Genauigkeit von in der Regel besser als 300 m [Bodungen et al. 1988]. Sofern kein GPS-Fix mit der höchsten Priorität vorlag, wurden alle benötigten Zwischenpositionen unter Verwendung der Informationen von EM-Log (Geschwindigkeit über Wasser), DOLOG (Geschwindigkeit über Grund/Grenzschicht), sowie der Kompaß- und Uhrenanlage berechnet, online ausgedruckt und im Anfangsstadium der Kartierung von Hand geplottet [Rumohr im Druck]. Die integrierte Navigationsanlage INS 1300 auf FS "Meteor" dagegen berechnet eine aus mehreren Einzelkomponenten resultierende, optimierte Position [Handbuch FS Meteor; Hirschleber et al. 1988]. Die benötigten Navigationsdaten wurden im Ein- bis Fünf-Minuten-Abstand unter Verwendung der DVS-Datenschnittstelle auf mitgebrachten Personal-Computern aufgezeichnet. Die Möglichkeit, aus dem anliegenden Datenstring auch die von der ECHOCONTROL-Anlage

synchronisierte Information über die Wassertiefe zu übernehmen, erwies sich für die bathymetrische Kartierung als sehr hilfreich gegenüber den manuellen Aufzeichnungen der Poseidon-Reisen.

Der bathymetrische und sedimentologische Datensatz wurde auf einem Personal-Computer prozessiert und mit einem Software-Paket, SURFER 4.0 der Fa. GOLDEN SOFTWARE, Inc., Golden, Colorado, zu Karten- und Blockbild-Darstellungen verarbeitet.

Tabelle 3: Durchgeführte Forschungsreisen mit Einsatz von Sonarsystemen in Hochakkumulationsgebieten.

Expedition	Jahr	Region	Gerät	Fahrtbericht
POSEIDON 142	1987	Gamlembanken	3.5 kHz*	
		Røstbanken	3.5 kHz*	Bodungen et al. 1988
POSEIDON 146	1988	Gamlembanken	3.5 kHz*, Deep Tow**	Bodungen et al. 1988
METEOR 7-2	1988	Barents See-Hang	3.5 kHz*, Deep Tow** HYDROSWEEP***	
			PARASOUND***	Hirschleber et al. 1988
METEOR 7-4	1988	Gamlembanken	3.5 kHz*, Bodenstromverankerung	Hirschleber et al. 1988
METEOR 13-1	1990	Røstbanken	3.5 kHz* HYDROSWEEP***	
		Barents See-Hang	3.5 kHz*, CTD HYDROSWEEP***	Gerlach & Graf 1990
POSEIDON 181	1991	Barents See-Hang	3.5 kHz*, CTD	
		Røstbanken	3.5 kHz*, CTD	
		Gamlembanken	3.5 kHz*, CTD	Rumohr et al. in Vorb.

*: Die 3.5 kHz-Sedimentecholot-Anlage (Fa. OCEAN RESEARCH ELECTRONIC SYSTEM) wurde in folgender Konfiguration gefahren:

- 3*3 bzw. 3*4 Transducer-Array, Fa. ORE, Modell 110/137
- "Transceiver", Fa. ORE, Modell Nr.140/122
- "Cristal-Delay-Unit", Fa. EPC, Modell 1,000
- "KeyGate-TVG-Unit", Fa. EPC, Modell 1,100
- "Graphic-Recorder", Fa. EPC, Modell 3,200 S

** : Deep Tow, Fa. EG&G, Modell 990 S/996/260

***:schiffsintern FS METEOR

3.2. Sedimentkerne

Aufgrund der detaillierten Kenntnis der Morphologie und der Sedimentverteilung in den Arbeitsgebieten, konnte auch im Bereich regional stark variierender Sedimentationsraten eine gezielte Probenahme von **Sedimentkernen** in den Hochakkumulationsgebieten erfolgen. Das bestehende Probennetz im Hochakkumulationsgebiet unterhalb Gamlembanken an kurzen Sedimentkernen, vorwiegend aus Großkastengreifern (GKG), wurde auf mehreren Ausfahrten durch weitere kurze und lange Sedimentkerne erweitert. Zur chronostratigraphischen Eichung der Referenz-Sedimentprofile in den jeweiligen Hochakkumulationsgebieten wurde die Position der **Kastenlote** (KAL) jeweils so gewählt, daß die reflexionsseismischen Einheiten mit Sicherheit gekernt und eine stratigraphische Zuordnung der Hochakkumulationssedimente gesichert war. Die Auswertung stützt sich neben einer Vielzahl kurzer Sedimentkerne aus GKG und Rumohr-Loten (RL) [Meischner &

Rumohr 1974] im wesentlichen auf zwei Kasten- und drei Schwerelote (SL) aus dem Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken, sowie auf jeweils ein Kastenlot vor Røstbanken und dem Barents See-Hang (Tab. 4). Ausführliche Kernbeschreibungen der bearbeiteten Kastenlote (alle GIK) 23257-3, 23258-2, 23312-1, 23331-1 und 17701-1 sind in den Fahrtberichten aufgeführt [Hirschleber et al. 1988; Gerlach et al. 1991], die Radiographie-Beschreibungen von GIK 23218 und GIK 23219 in Yoon [1989] enthalten.

Oberflächenproben wurden z.T. aus den GKG entnommen. Dafür wurden 40 cm lange Plexiglasröhren mit 74 mm Innen-Durchmesser verwendet. Im Gegensatz zu den in den oberen Zentimetern gestörten GKG-Proben erbrachte der unproblematische Einsatz des kurzen Schwerelotes (RL) eine ungestörte, bis zu 74 cm mächtige Oberflächenprobe. Das Sediment aus diesen Plexiglasröhren wurde z.T. schon an Bord mit einem speziellen Kernausdrückgestell zentimeterweise entnommen, wie die Wassergehaltsproben in vorgewogene Becher gefüllt und für die granulometrische Analyse luftdicht verpackt ($\sim 50 \text{ cm}^3$).

Die KAL wurden an Bord geöffnet, präpariert und die Sedimentabfolge fotografiert und beschrieben. Die zumeist gestörte Kernoberfläche der KAL wurde an Bord rekonstruiert und damit auch die Kernlänge nach Abschätzung des Sedimentverlustes festgelegt. Die Sedimente wurden anschließend kontinuierlich in 2 cm-Schritten beprobt und - luftdicht verpackt - archiviert. Die Wassergehaltsproben wurden in vorgewogene Bechergläser verpackt. Die SL wurden an Bord aufgesägt, das Sediment beschrieben und die Kernhälften zur Weiterverarbeitung im Institut in Kiel luftdicht verpackt und archiviert. Die Farbansprache erfolgte am präparierten Kern im nassem Zustand nach der Rock-Color-Chart (Geol. Soc. Am.). In den KAL wurden zusätzlich zur Beprobung für die Granulometrie, den Wassergehalt und anderer sediment-physikalischer Parameter jeweils vier Zentimeter Mischproben, aufgrund der zu geringen C_{org} -Gehalte auch acht Zentimeter-Scheiben, für die Bestimmung des Karbonatgehaltes sowie der ^{14}C -Altersbestimmung im ^{14}C -Labor der Universität Kiel entnommen.

Der Probenabstand in den kurzen Sedimentkernen reichte von 1 cm-Abständen innerhalb der Bioturbationsschicht und bis zu 8 Zentimeter in Kernbereichen mit geringen lithologischen oder isotopischen Gradienten. In den Kastenloten wurde zunächst standardmäßig in 8 Zentimeter-Abständen beprobt, im Bereich starker Gradienten wurde der Probenabstand bis auf 1 Zentimeter verdichtet. Die Probentiefe in den graphischen Darstellungen wurde immer als Mittelwert des Probenintervalls geplottet. Die Breite des Probenhorizontes betrug bei den SL 16343, 23218 und 23219 und KAL 17701 jeweils einen Zentimeter, bei den KAL 23258, 23312 und 23331 zwei Zentimeter. Eine detaillierte Probennahme unter Berücksichtigung turbiditischer Sub-Sequenzen war wegen der makroskopisch kaum zu erkennenden, lithologischen und textuellen Übergänge in einem Sedimentkernen nicht immer möglich. Es ist daher nicht auszuschließen, daß die 2 Zentimeter-Mischproben zu einer Glättung der sediment-physikalischen und isotopischen Signale führen.

Tabelle 4: Liste der Kernstationen aus Hochakkumulationsgebieten und dem benachbarten Kontinentalhang. Die Kernstationen sind in den Detailkarten der Arbeitsgebiete eingetragen (Abb. 9, 13, 15).

Kern GIK-Nr.	Reise Nr.	Station Nr.	geographische Breite	Position Länge	Wasser- tiefe [m]	Region	Gerät
16074 -1	PO 146	441	66°47,85' N	07°44,70' E	721	G	GKG
16075 -1	PO 146	442	66°53,61' N	07°51,18' E	859	G	GKG
16076 -1	PO 146	443	66°51,16' N	07°48,12' E	818	G	GKG
16077 -1	PO 146	444	66°49,56' N	07°49,21' E	769	G	GKG
16078 -1,2	PO 146	445	66°53,68' N	07°43,10' E	936	G	GKG
16078 -1,1	PO 146	445	66°53,68' N	07°43,10' E	936	G	GKG
16080 -1	PO 181	283	68°30,49' N	10°59,83' E	1.331	R	RL
16081 -1	PO 181	285	68°29,85' N	11°00,26' E	1.330	R	RL
16309 -1	PO 100	203	68°24,00' N	11°18,90' E	263	R	GKG
16310 -1	PO 100	204	68°24,20' N	11°14,00' E	432	R	GKG
16311 -1	PO 100	205	68°26,20' N	11°07,10' E	551	R	GKG
16312 -1	PO 100	206	68°22,20' N	11°07,00' E	695	R	GKG
16313 -1,1	PO 100	207	68°28,50' N	11°05,50' E	856	R	GKG
16340 -1	PO 128/1	172	66°56,42' N	07°30,34' E	1.064	G	GKG
16343 -1	PO 128/1	175	66°56,03' N	07°27,89' E	1.065	G	SL
17701 -2	ME 13/1	389	68°29,54' N	10°51,38' E	1.427	R	KAL
23000 -2	PO 119	284	66°53,83' N	08°02,54' E	653	G	GKG
23005 -1	PO 119	293	67°02,58' N	07°36,14' E	1.155	G	GKG
23006 -3,2	PO 119	294	67°00,22' N	07°43,55' E	1.005	G	GKG
23007 -1	PO 119	296	66°57,26' N	07°50,50' E	904	G	GKG
23008 -1	PO 119	298	66°55,91' N	07°55,07' E	840	G	GKG
23009 -1	PO 119	299	66°58,59' N	07°47,80' E	950	G	GKG
23010 -1	PO 119	300	67°01,00' N	07°41,41' E	1.057	G	GKG
23011 -2	PO 119	301	67°04,88' N	07°28,41' E	1.264	G	GKG
23217 -1	PS ARK I	217	67°04,31' N	07°31,32' E	1.204	K	GKG
23218 -1	PS ARK I	218	67°04,39' N	07°30,62' E	1.217	G	SL
23219 -1	PS ARK I	219	66°59,96' N	07°43,27' E	996	G	SL
23220 -1	PS ARK I	220	66°59,85' N	07°44,23' E	991	G	GKG
23224 -1	PS ARK I	224	66°52,79' N	08°06,04' E	470	G	GKG
23225 -1	PS ARK I	225	66°44,95' N	08°30,20' E	293	G	GKG
23257 -2	ME 7/2	383	74°52,10' N	11°07,60' E	2.482	B	GKG
23258 -3	ME 7/2	389	74°59,80' N	13°57,50' E	1.773	B	GKG
23258 -2	ME 7/2	389	74°59,70' N	13°58,20' E	1.768	B	KAL
23312 -1	ME 7/4	463	66°56,20' N	07°44,00' E	977	G	KAL
23312 -2	ME 7/4	463	66°52,20' N	07°49,00' E	977	G	GKG
23317 -1	ME 7/4	486	66°52,50' N	07°49,40' E	830	G	RL
23318 -1	ME 7/4	487	66°49,00' N	07°44,80' E	765	G	RL
23331 -1	ME 7/4	523	66°52,40' N	07°49,80' E	834	G	KAL

Kernstationen aus Vogelsang [1990]:

23071-2	ME 2/2	67°05,1' N	02°54,40' E	1.306	V	GKG
23071-3	ME 2/2	67°05,1' N	02°54,50' E	1.308	V	KAL
23074-1	ME 2/2	66°40,0' N	04°54,30' E	1.157	V	KAL
23074-3	ME 2/2	66°40,1' N	04°54,40' E	1.159	V	GKG

Bodenstrommessungen:

Træna 1	PO 137	66° 50,62N	8° 01,54' E	555	G	Aanderaa
Træna 2	PO 137	66° 52,29N	7° 52,48' E	800	G	Aanderaa

Abkürzungen:

B: Barents-See-Kontinentalhang
 G: Kontinentalhang Gamlembanken
 R: Kontinentalhang Røstbanken
 V: Vøring-Plateau

ME: FS Meteor
 PS: FS Polarstern
 PO: FS Poseidon

KAL: Kastenlot 30*30*1200 [cm]
 RL: Rumohr-Lot, Ø 8 cm * 100 [cm]
 GKG: Großkastengreifer, 50*50*50 [cm]
 SL: Schwerelot, Ø 12 cm * 850 [cm]

Zur Bestimmung der sedimentären Feinstrukturen wurden schon an Bord **Radiographie-Präparate** aus der ungestörten Kernmitte im Format 25*15*0,8 cm in Plexiglasdeckeln angefertigt und in Schlauchfolie luftdicht eingeschweißt. Die teils automatische, teils 12-minütige Belichtung der Präparate erfolgte in einem Röntgengerät (Fa. HEWLETT PACKARD) mit 35 kV und 3 mA auf Fotopapier. Die Radiographien und detaillierten Kernbeschreibungen ermöglichen neben dem Erkennen natürlicher Sedimentstrukturen auch die Abschätzung von Störungen des Sedimentgefüges, die bei der Kernnahme entstanden sind.

3.3. Messung stabiler Isotopen

Für die **Sauerstoff-Isotopen-Analyse** wurden aus der naßgesiebten Korngrößen-Fraktion 125-2000 µm mindestens 20 Individuen von *N. pachyderma* sin. unter dem Binokular ausgelesen, um eine hohe analytische Reproduzierbarkeit der Isotopendaten zu gewährleisten [Schiffelbein 1986; Vogelsang 1990]. Voruntersuchungen zeigten, daß eine weitere Aufbereitung der Proben, z.B. Reinigung mit Methanol [Vogelsang 1990] oder Glühen [Ganssen 1983], die Qualität des Meßsignals zwischen derartig aufbereiteten und unbehandelten Foraminiferenschalen nicht verbessert. Die Messungen der stabilen Sauerstoff-Isotopen wurden im ¹⁴C-Labor des Institutes für Reine und Angewandte Kernphysik der Universität Kiel an einem FINNIGAN MAT 251 Massenspektrometer durchgeführt. Alle Meßwerte sind auf den internationalen PDB-Standard bezogen und werden als Abweichung vom Standard angegeben.

3.4. Korngrößenanalyse

Im Hinblick auf Aussagen über die in geologischen Zeiten zu Hochakkumulationsgebieten führenden Transportprozesse wurden die Sedimente auf ihre Korngrößenverteilung hin untersucht. Die Bestimmung der Korngrößenverteilungen erfolgte durch Naßsiebung der Sandfraktion und durch Schlämmen mit der **Atterberg-Methode** [Müller 1964]. Dieses vollmanuelle Sedimentationsverfahren zur Trennung von Korngrößen im Silt- und Tonbereich ist im Vergleich zu anderen, teils elektronisch-mechanischen Methoden sehr zuverlässig, genau und nahezu frei von Artefakten. Vorversuche einer schnelleren Bearbeitung der Kornfraktion < 63 µm mittels halbautomatischer Analysengänge, z.B. mit dem Sedigraphen, scheiterten an der schlechten Reproduzierbarkeit dieser Methode [Hübenthal 1984; Grobe 1986; Rumohr pers. Mittlg.]. Die Atterberg-Methode simuliert im Vergleich zu o.g. Methoden die Randbedingungen der Partikelsedimentation im Meerwasser am besten. Hierbei werden die von Temperatur und Viskosität des flüssigen Mediums, der Dichtedifferenz zwischen Flüssigkeit und Partikel, der Gravitätskonstante und dem Partikeldurchmesser abhängigen, hydraulischen Korngrößen gravitativ unter Vorgabe unterschiedlicher Fallzeiten gewonnen. Gewonnene Subfraktionen können zudem in anderen Analysengängen weiterverarbeitet werden.

Bei der Atterberg-Methode konnten die Randbedingungen des für die Berechnung der Partikel-Sinkgeschwindigkeiten angewandten Stoke'schen Gesetzes weitestgehend eingehalten werden. So wurden ausschließlich Silt- und Ton-Partikel mit Sinkgeschwindigkeiten < 1 cm/s (gilt für Partikel <

1.000 μm in Wasser und bei Zimmertemperatur) analysiert. Zudem wurde darauf geachtet, daß die Partikelkonzentration wegen des kohäsiven Einflusses der Nachbarpartikel aufeinander nicht zu hoch war (Erfahrungswert: < 10 g Ton je Liter Suspension). Die Thermokonstanz während der Analyse war durch abgedeckte Standzylinder gewährleistet.

Die noch feldfeuchte Sedimentprobe wurde zur Vorbereitung zunächst in 0,1 %-iger Ammoniak-Lösung (ca. 0,5 Liter) in Suspension gebracht und 48 Stunden lang in einem Schüttler homogenisiert. Bei der folgenden Naßsiebung der Gesamtprobe in die Fraktionen 63-125 μm und 125-2.000 μm über nach DIN 4188 bespannten Edelstahl-Normsieven fand gleichzeitig die Entsalzung der Proben statt. Die gewonnene Suspension mit Partikeln < 63 μm wurde mit Hilfe von Keramik-Filterkerzen (0,2 μm -Poren) in einer Absauganlage eingedickt. Die nach erneutem, 24-stündigem Schütteln vollständig homogenisierte Suspension wurde anschließend in Atterberg-Standzylinder gegeben. Die Fraktionen < 63 μm wurden nun nacheinander mit jeweils unterschiedlichen Fallzeiten in die Kornklassen 20-63 μm , 6,3-20 μm und < 6,3 μm abgetrennt. Die Standzylinder mußten je nach Konzentration der Suspension bis zu 15 Mal in demineralisiertem Wasser, welches mit einer Ammoniaklösung versetzt war, aufgeschüttet werden. Die Verwendung von NH_4 gewährleistete neben seiner Funktion als Dispergierungsmittel zugleich auch die Erhaltung der karbonatischen Fraktion. Um das Ausflocken instabiler Suspensionen, z.B. bei Proben mit sehr hohen Tongehalten, während der Messung zu verhindern, wurden diese zu Beginn auf mehrere Zylinder verteilt und parallel verarbeitet. Die aus der Abtrennung gewonnen Sub-Fractionen wurden bei 70° C im Trockenschrank eingedampft und aus den Trockengewichten die prozentualen Anteile der Fraktionen errechnet.

Die Siebungen können Siebfehler aufgrund von Siebverlusten und nicht geeichter Maschenweiten der Prüfsiebe enthalten [Kuhn 1984]. Die Sandgehalte der untersuchten Sedimente in den Hochakkumulationsgebieten sind jedoch überwiegend gering und erst in Korngrößenklassen ab 160 μm bimodal vertreten [Rumohr im Druck]. Siebfehler sollten somit vernachlässigbar klein bleiben und die Korngrößenverteilungen nicht wesentlich verfälschen. Voruntersuchungen einer in 0,1 Zeta-Graden abgestuften Atterberg-Analyse an Einzelproben ergaben eine polymodale Korngrößen-Verteilung in Sedimenten vom norwegischen Kontinentalhang, die durch die gewählten, mit 0,5 Zeta-Grad abgestuften Atterberg-Fractionen ausreichend beschrieben wird [Rumohr, mdl. Mittlg.]. Daher bleiben auch potentielle Fehler bei der kombinierten Berechnung der Siebkorngrößen aus den nominellen Maschenweiten der Prüfsiebe und den hydraulischen Atterberg-Korngrößen klein.

3.5. Sedimentationsraten

Für die Berechnung der linearen Sedimentationsraten (LSR) wurden Fixpunkte in den Sedimentkernen benutzt [u. a. Thiede et al. 1986], wie z. B. Sauerstoff-Isotopen-Stadiengrenzen, diskrete Isotopenereignisse, aus Referenzkernen vom Vøring-Plateau stammenden ^{14}C -AMS-Alter und konventionelle Alter aus C_{org} -Datierungen (s. Kap. 4.3.2.). Innerhalb dieser Grenzen wurde linear interpoliert. Die Oberflächenalter der nicht durch Isotopenkurven datierten Kerne wurde über die Korrelation isochroner lithologischer Fixpunkte bestimmt. Mangels weiterer Alters-Fixpunkte für die Termination I mußte über weite Kernbereiche interpoliert werden; schwankende Sedimentationsraten innerhalb der Zeitscheiben konnten daher nicht erfaßt werden.

3.6. CaCO_3 - und C_{org} -Gehalt

Die Messungen des CaCO_3 -Gehaltes der Sedimente wurden zum einen mit einem Coulomaten (STRÖHLEIN C-mat 702) für die Proben der KAL GIK 23312 und GIK 23331 durchgeführt. Der Gesamtkohlenstoff wird dabei über das beim Verglühen des Sedimentes bei ca. 1.200°C entstehende CO_2 titrimetrisch bestimmt. Der karbonatisch gebundene Kohlenstoff wird über die Reaktion mit verdünnter Phosphorsäure ausgetrieben und das freiwerdende Kohlendioxid potentiometrisch gemessen. Die Bestimmung am LECO CS 244 (Proben GIK 16343) erfolgt über die Infrarot-Absorption des beim Veraschen der Sedimentprobe freiwerdenden Kohlendioxids. Die Berechnung des Karbonatgehaltes erfolgte aus der Differenz des bei einer Parallelprobe mit verdünnter Salzsäure ausgetriebenen anorganischen Kohlenstoffs mit dem Gesamtkohlenstoff der ersten Messung.

3.7. Ozeanographische Meßmethoden

Die Unterscheidung verschiedener Wassermassen erfolgte mit der konventionellen Methode vertikaler Temperatur- und Leitfähigkeits-Profilmessungen [Dietrich et al. 1975]. Während der Forschungsreise Poseidon-Reise 181 vom Februar/März 1991 wurden 104 **hydrographische Stationen** gefahren (s. Anhang, Tab. A-08). Davon entfallen 40 Stationen auf 8 Profile einer Vermessungsbox um Gamlembanken (Profile A-I), 11 Stationen auf das Røstbanken-Profil, und auf 8 Profile am Barents See-Hang mit 40 Stationen (Profile A, C bis E, G und K).

Die Kartierung von Wassermassen in Bezug auf die Fragestellung der hydrographischen Kurzzeit-Variabilität und der Kartierung der bodennahen Trübezone erforderte eine hohe Probendichte und eine möglichst synchrone Aufnahme. Die hydrographischen Stationen wurden daher in den Untersuchungsgebieten auf 10 Seemeilen bzw. 20 Seemeilen auseinander-liegenden, hangnormal ausgerichteten Sektionen gelegt. Der Abstand zwischen den 3 bis 7 Stationen auf den Einzel-Profilen wurde nicht konstant gewählt. Er beträgt zwischen fünf und zehn Seemeilen, da die Topographie des Kontinentalhangs und des Schelfes durch die Einhaltung jeweils gleicher Wassertiefen auf den Profilen (500 m, 750 m, 1.300 m, 1.500 m, 2.000 m Wassertiefe) berücksichtigt wurde. Die Stationen wurden entgegen der mittleren Stromrichtung abgearbeitet, zwischen den Messungen (Stationen) lag in der Regel nicht mehr als eine Stunde Dampfstrecke. Durch den witterungsbedingten Arbeitsausfall zu Beginn der Poseidon-Reise 181 und technische Probleme mit der CTD-Anlage mußte die geplante Stationsanzahl dieser Forschungsreise reduziert werden. Zudem beschränkte eine Neueisdecke über der westlichen Barents See die geplanten Messungen auf dem Barents See-Schelf mit FS Poseidon (keine Eisklasse) erheblich. Obwohl aus diesem Grund innerhalb der Eisrandzone selbst nicht gemessen wurde, konnte jedoch insgesamt eine regionale, quasi-synoptische Beobachtung mit einer zufriedenstellenden Probendichte durchgeführt werden.

Auskunft über die saisonale Veränderlichkeit im Norwegenstrom und im Tiefenwasserkörper für den Bereich des Hochakkumulationsgebietes am Barents See-Hang ergab der Vergleich mit Messungen einer Neil-Brown-Sonde der Meteor-Reise 13-1 im Juli 1990 [Gerlach & Graf 1990] und Multisonden-Messungen am Kontinentalhang in Höhe des Vøring-Plateaus aus den Jahren 1986-1988 [SFB 313, unpublizierte Daten].

3.7.1. Multisonden-Messungen

Zur *in-situ*-Messung von Temperatur und Leitfähigkeit wurde eine Kieler Multisonde (CTD) eingesetzt [Siedler 1963; Dietrich et al. 1975], welche neben den Sensoren für **elektrische Leitfähigkeit, Temperatur und Druck** zusätzlich mit einem **Attenuations-Sensor** und einem Wassers schöpfer-Kranz (5 Liter und 10 Liter) ausgestattet war. Die über das Einleiterkabel auf die geeichte Bordeinheit übertragenen und hier digital gewandelten Rohdaten der Meßsonden konnten mittels einer Spezial-Grafiksoftware (Leihgabe des IFM Hamburg, Programmierer: K. Schultze), auf einem Personal-Computer prozessiert, auf dem PC-Monitor on-line graphisch dargestellt und digital gespeichert werden. Über die Programm-Option T-S-Diagramm (s.u.) war eine Qualitätskontrolle der gemessenen und berechneten Größen vor Ort jederzeit gegeben. Wasserproben konnten gezielt aus intermediären, nepheloiden Schichten entnommen werden.

Ein gravierender Nachteil der Aufnahme mit dieser Gerätekonfiguration war die zu moderneren Geräten vergleichsweise geringe Aufzeichnungsrate von nur 600 Baud. Bei einer Fiergeschwindigkeit vom 1 m/s entspricht das einer Datendichte von einem Datensatz von Druck, Temperatur, Leitfähigkeit und Attenuation auf durchschnittlich zwei Tiefenmetern. Die im Sommerdatensatz [Gerlach & Graf 1990] mit einer mit Magnetspeicherband ausgestatteten Neil-Brown-Sonde [Transmissions-Sensor der Fa. SEA TECH] gemessene, hochvariable Vertikalstruktur der Transmissionsprofile konnte aus diesem Grund mit dem Bordgerät der Kieler Multisonde auf der Poseidon Reise 181 nicht erreicht werden. Die ausgedehnte räumliche Kartierung der bodennahen Trübeschicht am Kontinentalhang mit konstant hoher Fiergeschwindigkeit ging hier auf Kosten der Erfassung kleinskaliger (< 2 m) hydrographischer Strukturen und Anomalien im Attenuationsprofil. Defekte in Verbindungs-Steckern und dem Einleiterkabel führten während der Poseidon-Reise 181 zu Datenverlusten, so daß Datenlücken in Vertikalprofilen bestehen blieben. Ein mit schiffseigenen Mitteln nicht zu behebender technischer Defekt im Gehäuse des Leitfähigkeitssensors der Kieler Multisonde führte im Verlauf der Messungen schließlich dazu, daß keine Vertikalprofile für Salzgehalte und Dichten in der Meßbox Gamlembanken berechnet werden konnten.

Die Spezialsoftware berechnete aus den gemessenen Größen Druck P, Temperatur T, und Leitfähigkeit L über einen komplexen, polynominalen Term [Millero & Poisson 1981; UNESCO 1983] direkt die **Salinität S** und **Dichte σ_t** . Die über das Leitfähigkeitsverhältnis definierte Salinität S wird als Zustandsgröße in dieser Arbeit dimensionslos angegeben. Die durch eine nichtlineare Zustandsgleichung zwischen P, T und S definierte Dichte σ wird zumeist in abkürzender Schreibweise als $\sigma = (\sigma - 1) \cdot 10^3 \text{ [kg/m}^3\text{]}$ oder σ_t (bei Atmosphärendruck) angegeben [Dietrich et al. 1975]. Typische Dichten im normal halinen Ozean liegen bei $\sigma_t = 20 - 31$. Extremwerte werden mit $\sigma_t < 20$ in der ausgesüßten Deckschicht z.B. in Küstennähe vor Flußmündungen erreicht.

Der in ASCII-Dateien abgespeicherte CTD-Datensatz mit den Parametern Tiefe, Temperatur, Salinität, Dichte, Attenuation und Meßzeit mußte zunächst für die Weiterverarbeitung korrigiert werden. Nach einer Plausibilitätsabfrage für alle fünf Parameter wurden Ausreißer in den Vertikalprofilen von Hand eliminiert. In die entstehenden Lücken zwischen benachbarten Werten wurden keine neuen Punkte interpoliert. Auf eine Mittelung und Interpolation auf feste Druck- oder Zeitintervalle wurde ebenfalls verzichtet. Der so manuell korrigierte, ungeglättete und nicht durch Salinometer- und *in situ* Temperaturmessungen verifizierte Datensatz stellte die Basisdaten für die Berechnung der hydrographischen Profile (s. Kap 4.4) mit dem Iso-Linien-Programm SURFER, Fa. Golden Software Inc., Golden, Colorado.

Die gewählte Darstellung der gemessenen ozeanographischen Parameter in **hydrographischen Schnitten** ermöglicht die Darstellung der Meßergebnisse über weite Flächen und gibt die Verhältnisse in Form von Iso-Linien für Temperatur und Attenuation, und sofern erfaßt, auch für Salinität und Dichte, maßstäblich verzerrt wider. Der Übertiefungs-Faktor in den Darstellungen beträgt je nach Profillänge zwischen 23 und 53.

Mit den in der Ozeanographie gebräuchlichen Temperatur-Salinitäts (T-S)- **Diagrammen** können Wasserkörper durch ihre jeweils charakteristische T-S-Beziehung identifiziert, charakterisiert und somit voneinander unterschieden werden. Die Anwendung dieser Methode erlaubt zugleich auch eine Aussage über Herkunft und Vermischungsgrad verschiedener Wassermassen, vorausgesetzt, die Meßpunkte stammen aus Tiefenbereichen, welche vom Jahresgang der Temperatur unbeeinflußt bleiben [Dietrich et al. 1975]. Werden alle Wertepaare der Messungen von Temperatur und Salinität einer CTD-Station in ein T-S-Diagramm eingetragen, so sollten alle durch Vermischung neugebildeten Wassermassen auf einer Geraden zwischen den beteiligten Wassermassen liegen. Die Endpunkte der Mischungsreihen werden jeweils von den unvermischten Endgliedern bestimmt.

3.7.2. Attenuations-Messungen

Parallel zu den CTD-Messungen wurde die Verteilung und der **Gehalt an suspendierten Stoffen** dessen zeitliche Veränderung in den nepheloiden Schichten am Kontinentalhang *in situ* gemessen. Die zu diesem Zweck eingesetzte Attenuations-Sonde war zusätzlich so im CTD-Meßkorb installiert, daß die notwendige freie Durchströmbarkeit des Trübungssensors durch das seitliche Herausragen aus dem Gerätekorb gewährleistet war.

Das Prinzip der **Transmissions- oder Attenuations-Messungen** beruht auf akustischen (Schall-Reflexion) oder optischen (Absorption oder Streuung von Licht) Meß-Methoden [Dietrich et al. 1975; Gardner et al. 1985a; Bishop 1986a; Moody et al. 1986; Richardson 1987]. In dem während der Poseidon-Reise 181 in der ME-Sonde verwendeten, optischen Attenuations-Sensor wird ein monochromatischer, gerichteter Lichtstrahl entlang einer festen Meßstrecke von 30 cm Pfadlänge im Meerwasser durch Schwebstoffe geschwächt. Die Intensität des in den Detektor reflektierten Lichtes ist ein Maß für die Trübung des Seewassers. Die Attenuation wird in [%/m] angegeben. Die Transmission (T) von Licht mit 660 nm Wellenlänge ist nach Bartz et al. [1978] definiert als:

$$T = e^{-c \cdot z}$$

mit c = Beam Attenuations-Koeffizient (BAC) in [1/m]

und z = Pfadlänge der Meßstrecke [m]

Die Transmissionwerte der Neil-Brown-Sonde [ME 13-1, Gerlach & Graf 1990] lassen sich über die Umstellung $\text{Attenuation} = 100 - T$ [%/m] mit den während der Poseidon-Reise 181 gemessenen Attenuationswerten vergleichen.

3.7.3. Ortsfeste Bodenstrom-Messungen

In den **Langzeit-Verankerungen** Træna 1 und Træna 2 wurden im Zeitraum vom 14.05.1986 bis 19.08.1986 Bodenstrom-Messungen mit am Boden verankerten, selbst-registrierenden Aanderaa-Strömungsmessern des Typs III und IV [Aanderaa 1964] in ca. 6 m Höhe über dem Boden vorgenommen (Abb. 6). Außer den stündlich gemittelten Parametern **Temperatur** und **Leitfähigkeit** wurden der jeweils zur Meßzeit aktuelle **Betrag** und die **Richtung** der bodennahen **Strömung** registriert. Die Positionen der Bodenstrommesser (Tab. 4) wurden so gewählt, daß jeweils ein Meßgerät kurz ober- und unterhalb der Grenzschicht zwischen NAW und NSDW in Verlängerung der kartierten Sediment-Rinne vom mittleren Hang (s. Abb. 9 d) positioniert war [Gerlach et al. 1986].

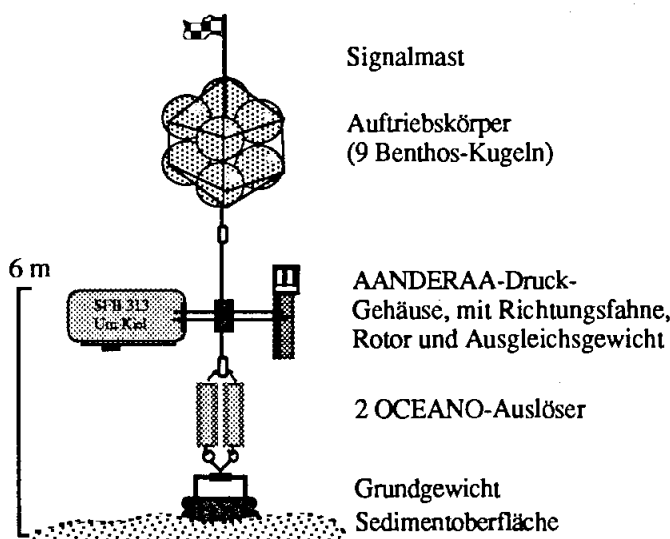


Abbildung 6:

Skizze der Bodenstromverankerungen Træna I und II, eingesetzt am norwegischen Kontinentalhang über dem Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken in Wassertiefen von 550 m und 800 m.

4. ERGEBNISSE

In diesem Kapitel werden sowohl Ergebnisse der eigenen Untersuchungen wie auch schon früher gewonnene Daten aus reflexionsseismischen Profilen und kurzen Sedimentkernen aus dem Teilprojekt A2 des SFB 313 in die Diskussion der anstehenden Fragen mit einbezogen. Die Daten der Korngrößen- bzw. Isotopenanalysen sind im Anhang aufgelistet (Tab. A-01-A07).

4.1. Reflexionsseismische Kartierung

Der kontinuierliche Einsatz hochauflösender Sedimentecholote erbrachte umfangreiches Datenmaterial zur Sedimentverteilung und zum Mikrorelief in den untersuchten Gebieten des norwegischen und des Barents See-Kontinentalhanges. Zusätzlich zu dem eigenen Untersuchungsmaterial konnten wertvolle Informationen aus den flachseismischen Voruntersuchungen mit dem 3.5 kHz-Sedimentecholot und dem Seitensicht-Sonar-System aus früheren Ausfahrten entlang des Norwegischen Kontinentalhanges zwischen 65° und 70° ausgewertet werden [Werner 1983; Augstein et al. 1984; Gerlach et al. 1986; Gerlach et al. 1987]. In den Arbeitsgebieten wurden eigene bathymetrische Karten in winkeltreuer Projektion aus 3,5 kHz-Sedimentechographie- und den HYDROSWEEP-Vermessungen als Arbeitsgrundlage kompiliert (Abb. 9, 12, 14).

Texturell und strukturell unterschiedliche Sedimente verursachen auch differenzierte, akustische Reflexionsmuster bezüglich Schärfe und Kontinuität des Echos. Ursachen für Reflektorlagen in hochauflösenden Echolotaufzeichnungen können sein:

- zementierte oder laminierte Mikrogefüge [Kassens & Samthein 1989; Kassens 1990],
- der durch Kompaktion bedingte Konsolidierungsgrad der Sedimente [Shepard et al. 1978],
- oder signifikante Veränderungen in der Zusammensetzung des Korngrößenspektrums, der Tonminerale oder des CaCO_3 [z.B. Johnson et al. 1977].

Kassens [1990] zeigte an spätquartären Sedimenten vom Vøring-Plateau, daß mit SiO_2 frühdiagenetisch zementierte Lagen scharfe, akustische Impedanzdifferenzen hervorrufen und somit Scherfestigkeitsmaxima im Sediment ausbilden können. Dies ermöglicht bei hochauflösenden, reflexionsseismischen Messungen eine Korrelation diskreter Sediment-horizonte mit seismischen Reflektoren. In den untersuchten Sedimentkernen der Hochakkumulationsgebiete besteht ebenfalls eine gute Übereinstimmung zwischen seismischen Reflektoren und sedimentphysikalischen Parametern (Abb. 7). Für GIK 23258 vom Barents See-Hang kann mit den Daten von Holler & Kassens [1989] gezeigt werden, daß 3,5 kHz-Reflektoren mit Scherfestigkeitsmaxima korrelieren, die von Variationen im Grobkorngehalt bestimmt werden. Im Bereich des Diatomeen-Maximums zwischen 100 cm und 220 cm ist dagegen kein signifikanter Anstieg in der Scherfestigkeit festzustellen (Abb. 7 b). Im Standardprofil Gamlembanken, für das keine Scherfestigkeitsmessungen vorliegen, korrelieren die Reflektorlagen mit Wechseln von siltigen Tonen zu Horizonten mit höheren Sand- und

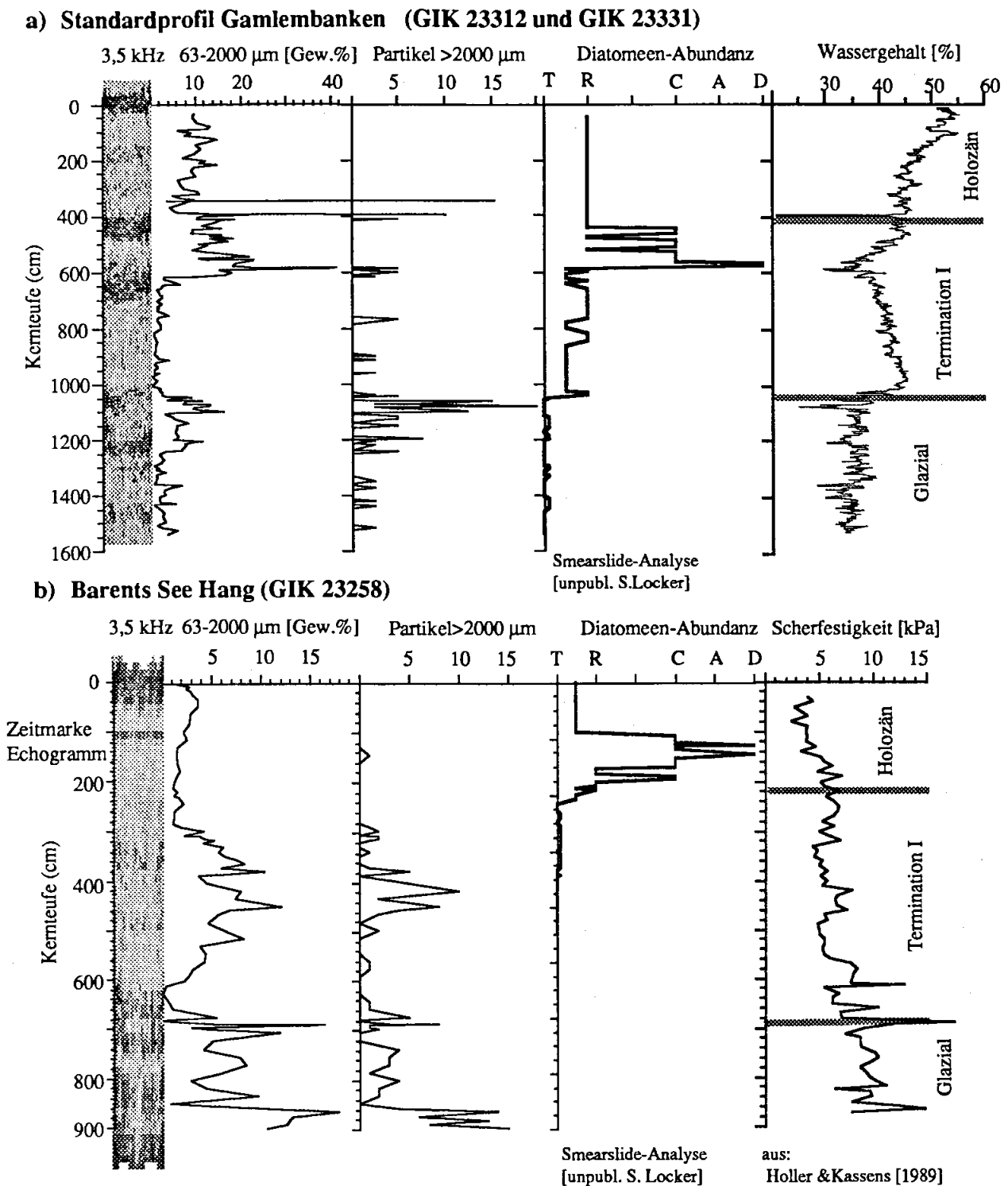


Abbildung 7:

Korrelation von 3,5 kHz-Echogramm, Textur und Diatomeen-Abundanzen aus Smearslides im

a) Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken, Standardprofil (GIK 23312 und 23331) und

b) Sedimentkern GIK 23258 aus dem Hochakkumulationsgebiet Barents See Hang.

Starke Echolotreflektoren fallen auf stratigraphische Grenzen (vergl. Abb. 17, 18, 20).

Die Scherfestigkeitsdaten stammen aus Holler & Kassens [1989]. Häufigkeitsangaben der Smearslides sind:

T: Traces, R: Rare, C: Common, A: Abundant, D: Dominant [m. frdl. Genehm. S. Locker, SFB 313].

IRD-Gehalten, die nach makroskopischer Ansprache aber weder zementiert noch laminiert sind. Dieser lithologische Übergang kann auch in der Wassergehaltskurve nachvollzogen werden (Abb. 7 a). Die Erhöhung der akustischen Impedanz ist in diesem Fall auf Variationen in den Korngrößenverteilungen zurückzuführen [Johnson et al. 1977]; somit ist auch der Impulsgeber für die seismischen Reflektoren in den Hochakkumulationsgebieten definiert. Möglicherweise ist die Verdünnung infolge der hohen Sedimentationsraten, die in Richtung auf den Kontinentalhang generell ansteigen [Thiede et al. 1986; Henrich et al. 1989], ein Grund, daß trotz höherer Opalgehalte in den Diatomeen-Horizonten eine Zementation in den Hochakkumulationssedimenten ausbleibt.

4.1.1. Morphologie und Echocharaktertypen am Kontinentalhang

Insgesamt zeigte sich eine große Wechselhaftigkeit in den echographisch aufgelösten Horizonten am norwegischen Kontinentalhang zwischen 66°N und 75°N. In den Profilaufzeichnungen der obersten Sedimentmeter konnten verschiedene der von Damuth [1978] und Yoon et al. [1991] im Bereich des Europäischen Nordmeeres klassifizierten Echocharaktertypen anhand der Kriterien Oberflächenreflexion, Abwesenheit tieferer Reflektoren, Boden-Morphologie (Rauhigkeit) und Schärfe oder Ausfall der Echos identifiziert werden. Zwischen 57° und 67° N südlich und in Höhe des Vøring-Plateaus sind starke Bodenechos mit vielen parallelen Reflektoren im Untergrund bei eher moderaten Hangneigungen von 1:300 weit verbreitet [Damuth 1978]. Die Storegga-Mega-Rutschung über der östlichen Verlängerung der Jan-Mayen-Bruchzone ist hier das einzige Anzeichen für großskalige Massenbewegungen am Kontinentalhang [Bugge 1983; Jansen et al. 1987].

Mit steigender Hangneigung treten nördlich von 67° N gut geschichtete Sedimentabfolgen zusehends in den Hintergrund, die Häufigkeit von Rutschungen am nun steileren, oberen Hang und damit die Umverteilung von Sedimenten durch Massenbewegungen nimmt mit der geographischen Breite zu. Große Rutsch- oder Fließmassen ["mud flows" oder "debris flows", Einsele 1991], vor allem unterhalb Trøenadjuget und im Bereich des südlichen Bäreninsel-Sedimentfächers, sind jeweils durch die Verbindung zu einem landwärtigen, glazial geformten Kanal charakterisiert [Holtedahl 1959; Kenyon 1987; Yoon et al. 1991]. Häufig sind longitudinal geformte Rutschungen an steilen Hängen unterhalb von Schelfrandeinschnitten zu finden. Die im Seitensicht-Sonar als Streifen erkennbaren "Gullies" setzen landwärts nahe der Schelfkante ein, ziehen sich bis über den oberen Hang und vereinen sich dort zusammen mit anderen Gully-Fortsetzungen zu einem Drainage-System. Harte Oberflächenechos mit nur geringer akustischer Eindringung ohne erkennbare Unterboden-Reflektoren sind typisch für den Bereich des äußeren Schelfes und oberen Hanges. In diesen flachen Wassertiefen wurde die Topographie durch grundliegendes Schelfeis und der Einwirkung von Eisbergen bei einem niedrigeren Meeresspiegelstand im Spät-Weichsel geprägt. Die Pflugmarken sind 1 m bis 10 m tief und bis zu 300 m breit [Werner 1983; King et al. 1987].

Mit zunehmender Wassertiefe setzen unterhalb der Schelfkante ab ca. 400 m scharfe, kontinuierliche Oberflächenechos mit mehreren, diskontinuierlichen Unterbodenechos ein. Diese Einheit füllt bevorzugt kleinräumige, glaziale Depressionen, glättet somit das unruhige Relieff und kann lateral oft bis weit an den Hangfuß bzw. bis auf das Vøring-Plateau hinaus verfolgt werden. Vielerorts ist dieser Echocharaktertyp mit überlagernden oder unterlagerten, transparenten Schichten kombiniert.

Dies verdeutlicht die weite Verbreitung der für die mittleren bis unteren Hangbereiche charakteristischen Ablagerungen von Rutschmassen in hohen Breiten. Die am steileren mittleren Hang rauhe und kleinskalige Bodentopographie, die auf interne, durch Sedimentgleiten oder -fließen stark veränderte Sedimentabfolgen schließen läßt, ist wegen der sich seitlich überlappenden, äußerst unregelmäßigen und im Echogramm nur schwach dokumentierten Reflexionshyperbeln kaum zu kartieren.

4.1.2. Hochakkumulationsgebiete am Kontinentalhang

Zwischen 65° und 75° N bilden drei Vermessungsboxen in Tiefenbereichen von 200 m bis 2.500 m Wassertiefe den Schwerpunkt der Untersuchung (Abb. 1). Es sind dies die Untersuchungsgebiete

- Gamlembanken-Hang in 250 m bis 1.500 m Wassertiefe (Abb. 8, 9)
- Røstbanken-Hang in 150 m bis 2.400 m Wassertiefe (Abb. 12, 13)
- Barents See-Hang von 20 m bis hinab auf 2.500 m Wassertiefe (Abb. 14, 15).

Hier konnten als Ergebnis mehrerer Forschungsreisen Gebiete mit regional stark erhöhten Sediment-Akkumulationen am mittleren Kontinentalhang kartiert werden. Die Mächtigkeiten der jüngsten Sedimentschichten sind regional am Hang und in verschiedenen Wassertiefen sehr variabel. Die Gebiete liegen in einer Einbuchtung des Kontinentalhanges, unterhalb eines steilen, oberen Hanges mit flachen Bänken auf dem äußeren Schelf. Die gute akustische Schichtung in den seismischen Aufzeichnungen ermöglichte die Kartierung verschiedener sedimentechographischer Einheiten und erlaubte darüberhinaus schon einen ersten Einblick auf zu erwartende Sedimenttypen [u.a. Damuth 1978; 1980; Yoon et al. 1991].

Das südlichste Gebiet **Gamlembanken-Hang** liegt bei 66°30'N und 7°45'E in Höhe des Vøring-Plateaus in einer Einbuchtung des mittelnorwegischen Kontinentalhanges, unterhalb von Gamlembanken selbst, südlich der Mündung des Trænadjupet (Abb. 8, 9). Die Hangneigung zwischen 400 m (Schelfkante) und 900 m ist mit 2,5° fünf Mal so steil wie unterhalb von 900 m bis 1.400 m mit nur noch 0,5°. Auf dem äußeren Schelf hebt sich Gamlembanken selbst durch eine eigene Reliefstruktur mit ca. 70 km horizontaler Ost-West Erstreckung mit Höhen-differenzen von 50 m bis 75 m vom Schelf ab. Wie auch am mittleren und oberen Hang in Tiefen zwischen 300 m bis 600 m herrscht eine unruhige Topographie mit harten Reflektoren und wenigen, meist hangnormalen, linearen Depressionen mit grobkörniger Sedimentfüllung vor (Abb. 10), was eine geringe Restsedimentbedeckung mit sehr schlecht sortierten Sanden am äußeren Hang und an Flanken der flachen Bänke repräsentiert [Rumohr im Druck].

Erste Hinweise auf Sedimentverteilungen am mittleren Hang ergab die mit dem Seitensicht-Sonar vermessene Morphologie des äußeren Schelfes und des oberen Hanges. Hierdurch konnten auch auf strömungsdynamische Prozesse hinweisende Oberflächen-Sedimentstrukturen kartiert werden. Das recht uniforme, sonographische Bild [Bodungen et al. 1988] wird am Nordrand und südwestlich Gamlembanken selbst durch hangabwärts gerichtete Lineationen unterbrochen, welche als Ausläufer von Eisberg-Pflugmarken zu deuten sind [mdl. Mittlg. F. Werner] und als Drainagesysteme des

Schelfes beschrieben wurden (Abb. 10) [Kenyon 1987; Yoon et al. 1991]. Für einen vermuteten bodennahen, hangabwärts gerichteten Sohlfrachttransport ergaben sich hier aus den Seitensicht-Sonar-Beobachtungen jedoch keine Anhaltspunkte. Das Fehlen hangabwärts gerichteter Sediment-Strukturen am oberen Hang schließt somit hochenergetische, strömungsdynamische Prozesse mit bodennahem Sedimenttransport nahezu aus. Ein Transport von Silt und Ton in niedrig-energetischen Suspensionsströmen dagegen ist ein Mechanismus, der sich in den Bodenstrukturen der Sedimentoberfläche nicht dokumentiert.

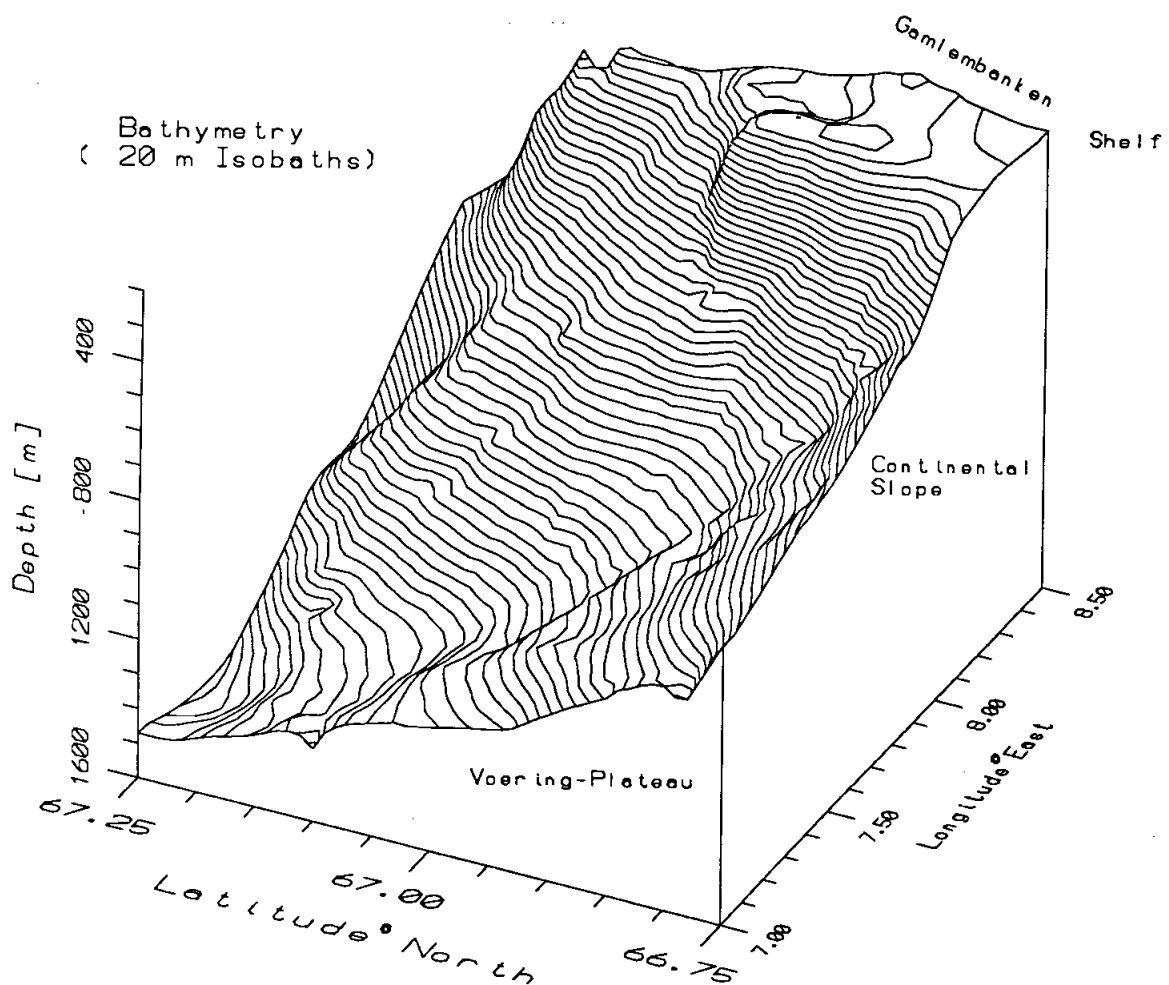
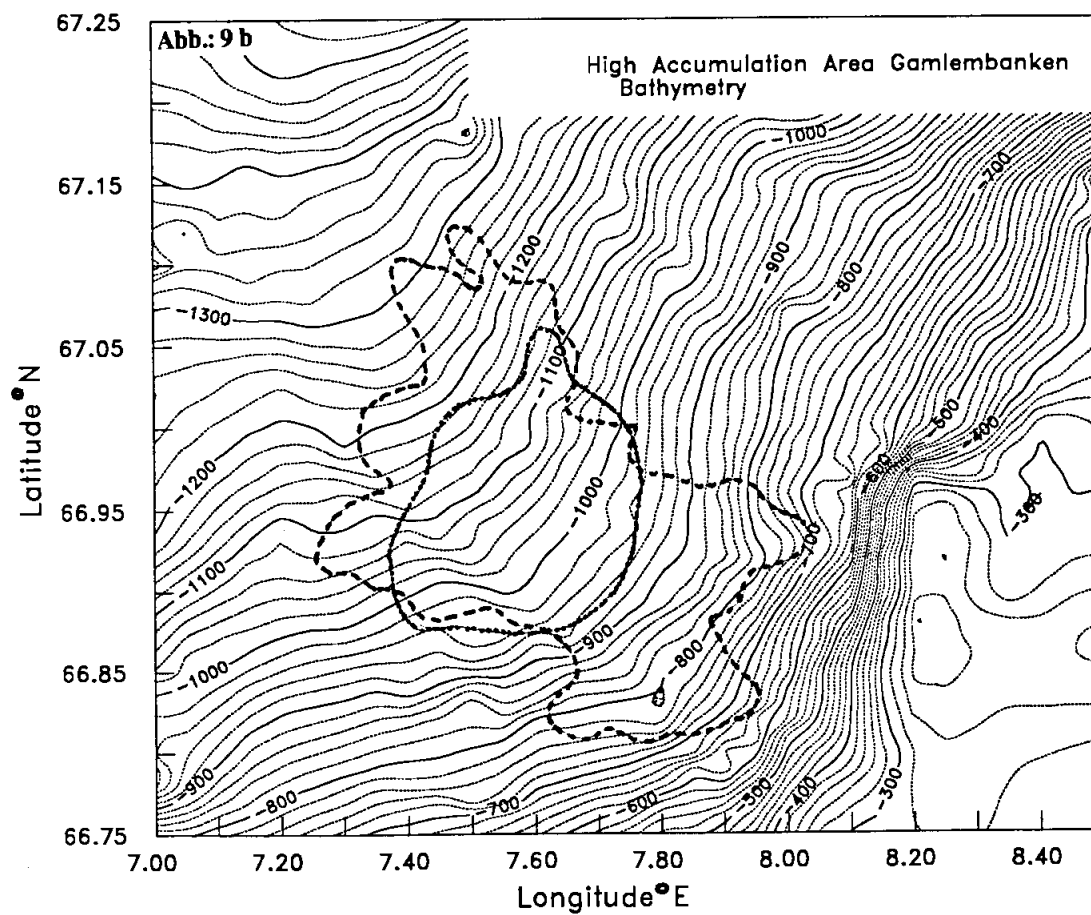
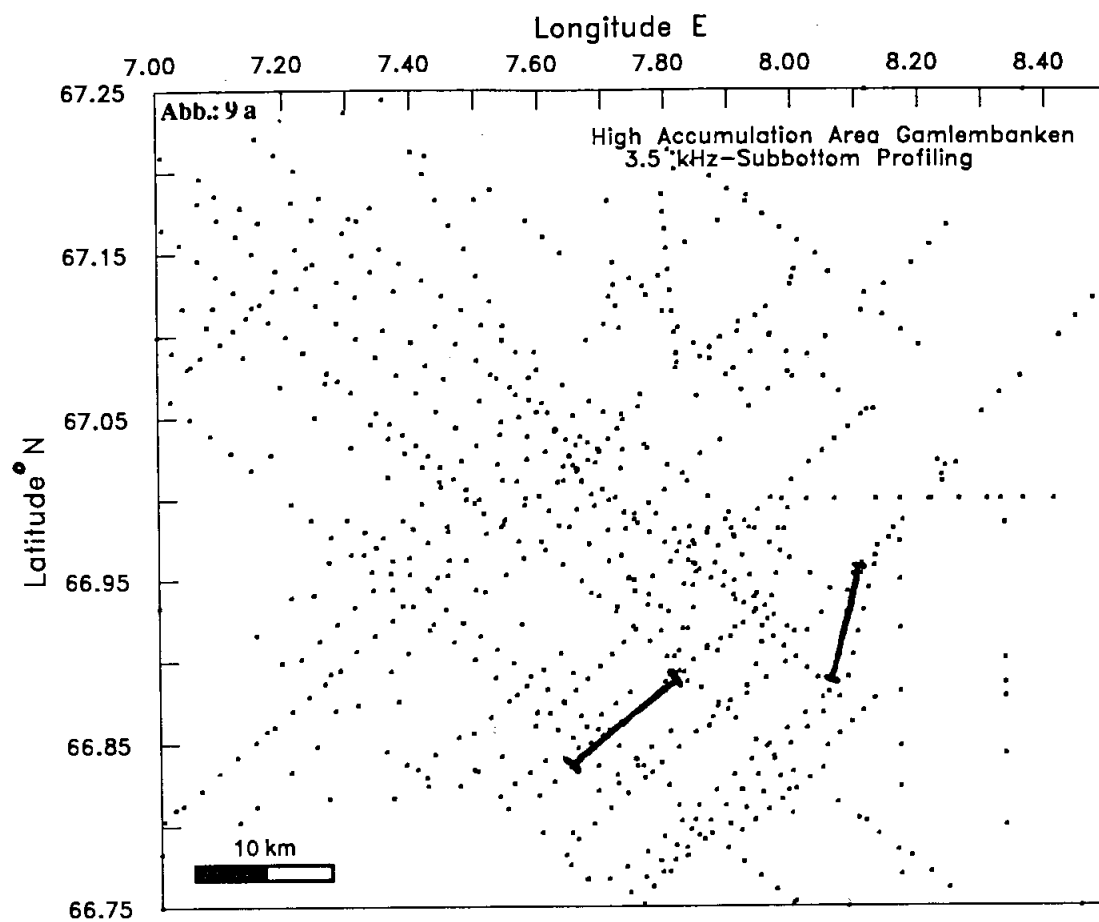
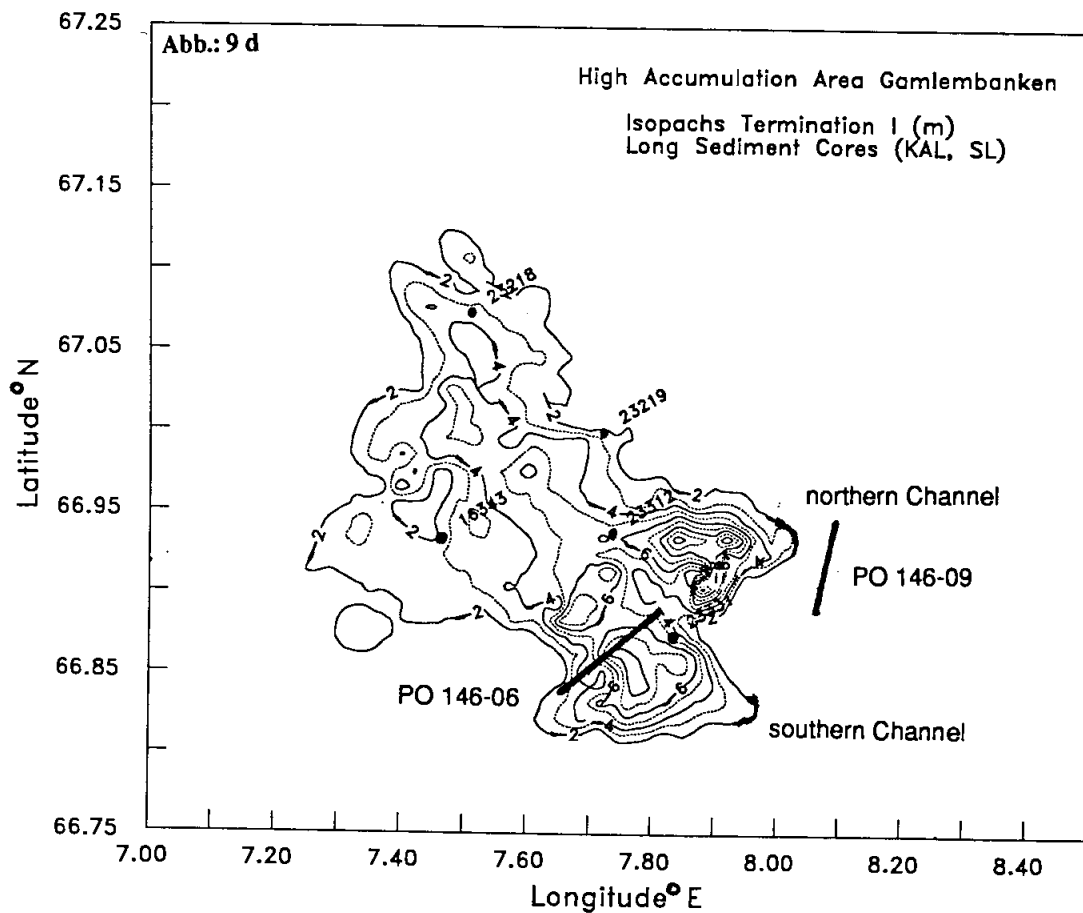
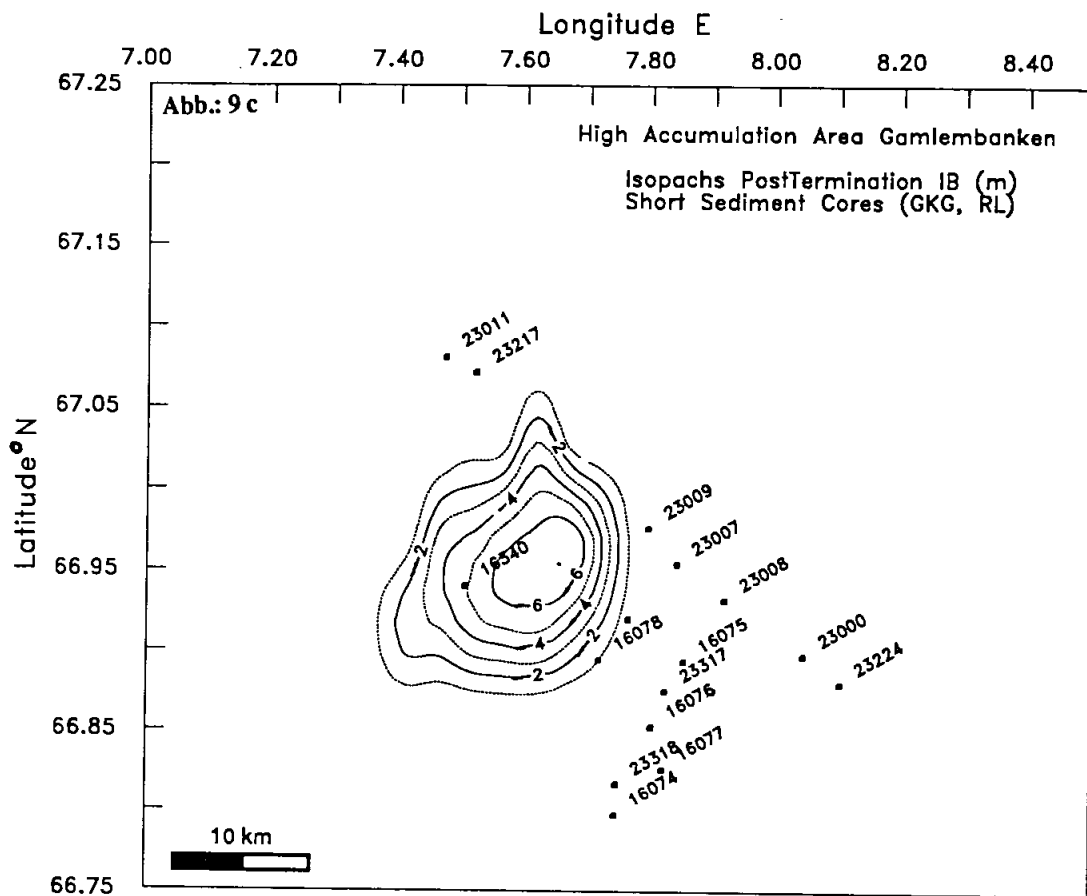


Abbildung 8 (unten): Topographie des Kontinentalhanges vor Gamlembanken. Dem steilen oberen Hang folgt ein mittlerer Hang mit weniger starkem Gefälle. In der Mitte des Blockbildes ist die topographische Einbuchtung zu erkennen (s. Kap. 4.1). Im Westen flacht sich das Vøring-Plateau an. Nach Nordwesten fällt der untere Hang in Tiefen unterhalb 1.600 m bis in das Lofotenbecken ab. Die Grenzen des Blockbildes sind in Abbildung 1 (S. 4) eingetragen.

Abbildung 9 a,b (S. 37) und 9 c, d (S. 38): Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken: Reflexionsseismische Profile (a), Bathymetrie und Grenzen der Kartiereinheiten Holozän und Termination I (b), Sedimentmächtigkeitsverteilung der Holozän-Sedimente (c) und der Terminationssedimente (d) im Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken-Hang. Die Profilnummern verweisen auf die Abbildungen 10 und 11.





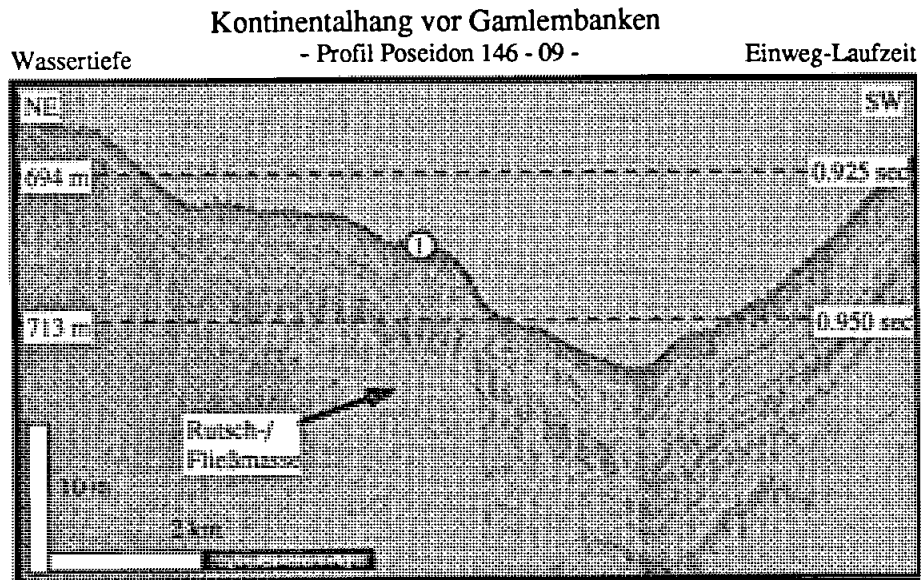


Abbildung 10: 3,5 kHz Sedimentechogramm vom Kontinentalhang oberhalb der Hochakkumulationsedimente (hangparalleles Profil Poseidon 146-09, Lage siehe Abb. 9b). Eine hangnormal verlaufende Rinne in 700 m Wassertiefe wird annähernd senkrecht geschnitten. Der akustisch harte Oberflächenreflektor bildet den Abschluß der konformen Wechsellagerung glaziomariner Sedimente am Hang oberhalb der kartierten Terminationssedimente.

Das von Rumohr [im Druck] begonnene Profilnetz an 3,5 kHz-Sedimentecholot-Messungen über diesem Areal wurde verdichtet und die Kartierung der Sedimentmächtigkeiten der nach Rumohr "oberen" und "unteren" reflexionsseismischen Einheiten bis zu einer technisch begrenzten Auflösung von ca. 1 m Mächtigkeit aktualisiert. Die Auswertung des mit z.T. weniger als zwei nautischen Meilen engmaschigen Profilnetzes ergibt folgendes Bild: Die ab 600 m Wassertiefe unterhalb der Sand/Schlamm-Grenzlinie [Kenyon 1986] einsetzenden, zunehmend besser geschichteten Reflektoren weiten sich mit steigender Wassertiefe zu einer räumlich scharf begrenzten, transparenten Oberflächenlage mit nur wenigen, schwachen, internen Echos aus, und ziehen ab 1.200 m Wassertiefe stark ausgedünnt bis weit auf das Vøring-Plateau hinaus [GIK 03215, Yoon et al. 1991]. Zwei sedimentechographische Einheiten innerhalb dieser Region, deren Sedimentationszentren räumlich zusammenfallen, wurden unterschieden (Abb. 9 c, d):

- eine "obere", annähernd kreisförmige Einheit mit maximaler Mächtigkeit von 7 m und einem Durchmesser von ca. 20 km. In Wassertiefen von 970 m bis 1.200 m zeigt sich eine schwache, laterale Vorzugsrichtung, hangparallel in Richtung SW-NE. Der Oberflächen-reflektor ist einheitlich stark und ohne Relief, die interne Struktur homogen und akustisch transparent. Die Basis wird durch einen starken Doppelreflektor markiert, der sich im Zentrum der unteren Einheit im Liegenden aufweitet.

- eine langgestreckte "untere" Einheit, die einen Tiefenbereich von ca. 600 m bis 1.300 m (Kartiergrenze) überdeckt und sich in zwei Akkumulationskanäle aufteilt. Diese sind in den Beckenachsen zweier Rinnen angeordnet, mit 6 m Sedimentmächtigkeit im südlichen und 10 m im

nördlichen Kanal. Die Isopachen-Gradienten sind am oberen Hang stärker als in größerer Wassertiefe, wo sich beide Rinnen unterhalb 900 m vereinen und, der Topographie des Hanges folgend, nach NNW in Richtung auf das Lofotenbecken schwenken. Das glaziale Kleinrelief ist für die Verbreitung und Mächtigkeiten der Ablagerungen an der Basis der Terminationshorizonte prägend. Einige "Flecken" (Sedimenttaschen) liegen am Rand dieser Einheit in kleinen Depressionen und weisen dort maximal 2 m Mächtigkeit auf. Die Rinnen am oberen Hang zielen auf die Akkumulationszentren der Terminationssedimente und waren/sind? offenbar Transportpfade für bodennahe Sedimentbewegungen (Abb. 9 d, 10). Diese Einheit konnte hangauf bis in 550 m Wassertiefe kartiert werden. Hier keilen auch die älteren pleistozänen Schichten im Liegenden schnell mit abnehmender Wassertiefe aus und gehen in die Restsedimentfazies des oberen Hanges und äußeren Schelfes über.

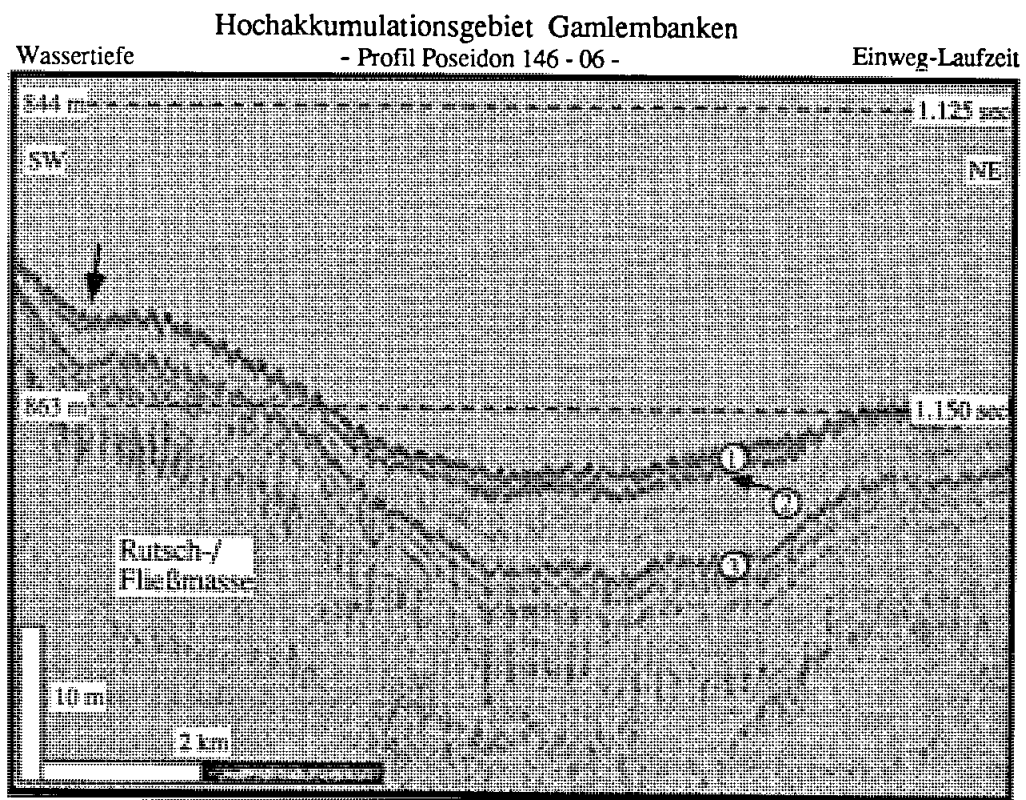


Abbildung 11: Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken. Sedimentabfolge der Termination I im 3,5 kHz-Sediment-Echogramm, Profil Poseidon 146-06 (Lage siehe Abb. 9 a und b). Reflektor 1: Sediment-Oberfläche (≈ Ende Termination I_B). Reflektor 2: Basis Termination I_B (Zeitscheibe 10.100 Jv.h.). Reflektor 3: Termination I_A. Auch die jüngsten Terminationssedimente füllen bevorzugt kleine Depressionen (s. Pfeil links). Reflektor 3 trennt die akustisch transparenten Terminationssedimente von den glaziomarinen Sedimenten im Liegenden. Die Mächtigkeiten der glazialen Abfolgen am Kontinentalhang im nahen Umfeld des Hochakkumulationsgebietes ist recht konstant.

Der Kontinentalhang unterhalb **Røstbanken** zeigt in seiner Gesamtheit ein markantes, schanzenförmiges Profil (Abb. 12). Der Meeresboden um Røstbanken selbst (150 m Wassertiefe) und dem mit $7,5^\circ$ Neigung sehr steilen, oberen Hang erscheint im Sedimentechogramm als starker Reflektor ohne jede Unterbodenechos. In diesen Wassertiefen wurden gerichtete Transportbahnen mit Sandbändern, Strömungsmarken und Restsediment-Areale, eng verbunden mit der Topographie der äußeren Schelfkante, kartiert [Gerlach et al. 1986], die bei der Deutung von Sedimentationsprozessen und Paläo-Strömungsrichtungen helfen können [Mienert 1985; Carlson 1989; Karl 1989]. Photo- und Videokameraeinsätze auf dem Schelf zeigen in ca. 200 m Wassertiefe kiesbedeckte Böden auf glazialen Till der Egga-Moräne mit sehr unterschiedlicher Korngrößen-Zusammensetzung und Sortierung, sowie Eisbergpflugmarken kreuzende Sandbänder mit nach NNE ausgerichtete Kometenmarken und Riesen-Rippeln aus Grobsand (Wassertiefe 140 m). Diese Strömungsindikatoren münden in senkrecht zum steilen oberen Hang eingeschnittene, etwa 2-3 m breite Gullys (Abb. 12), wie sie auch vom südlicheren norwegischen Kontinentalhang beschrieben wurden [Bugge 1983; Kenyon 1987].

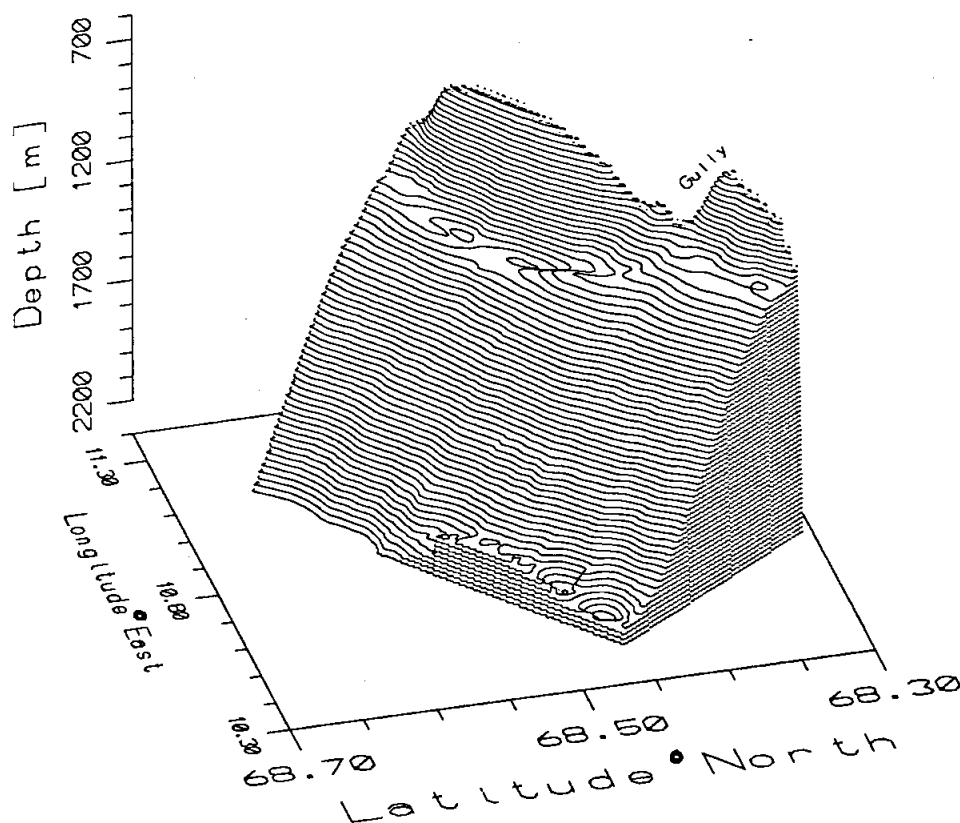
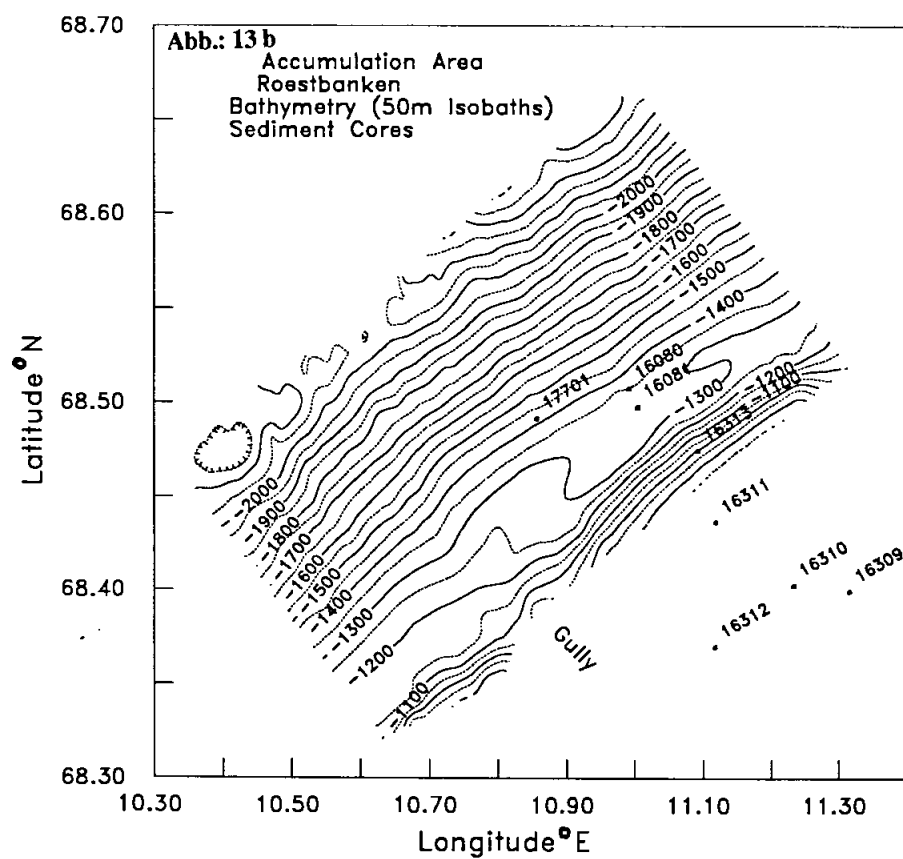
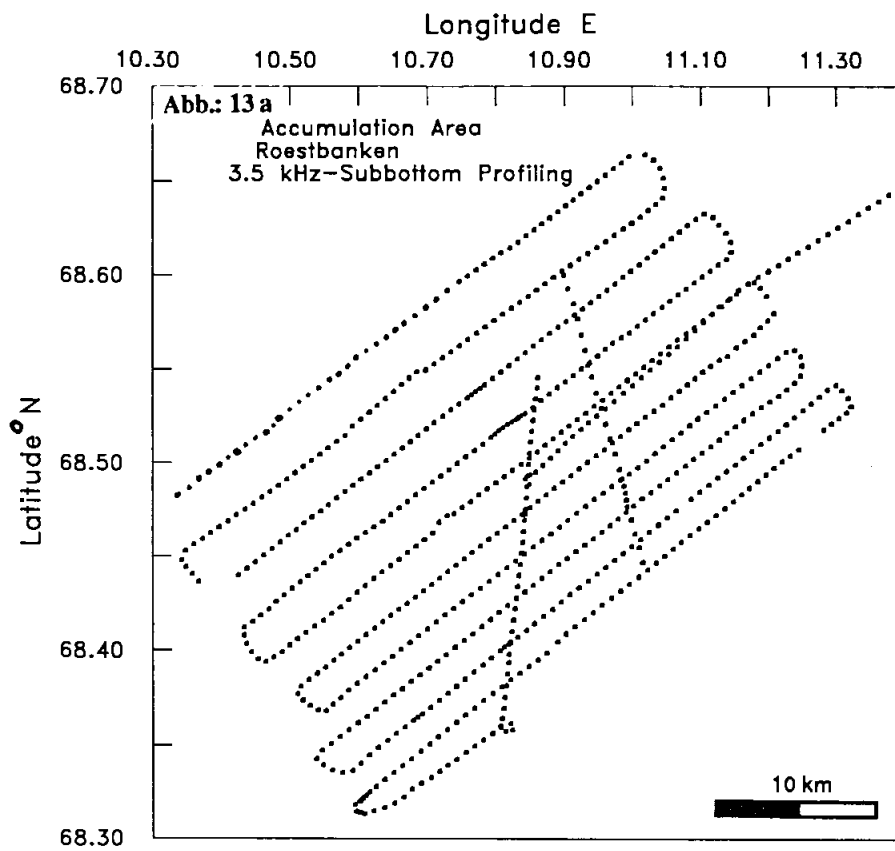
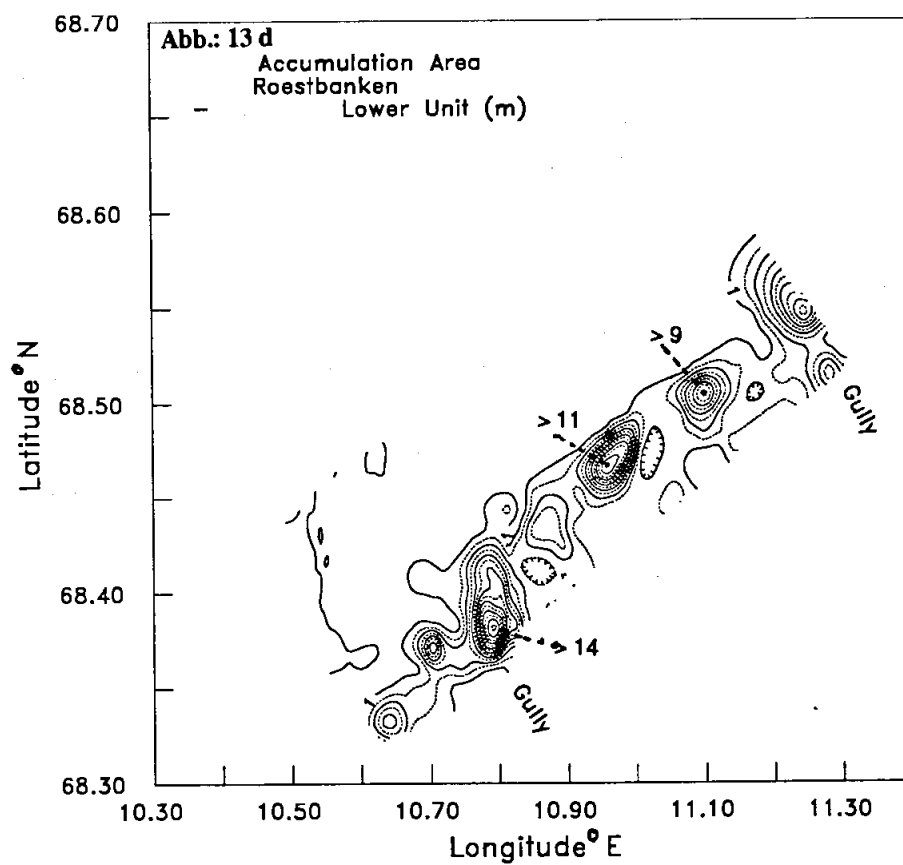
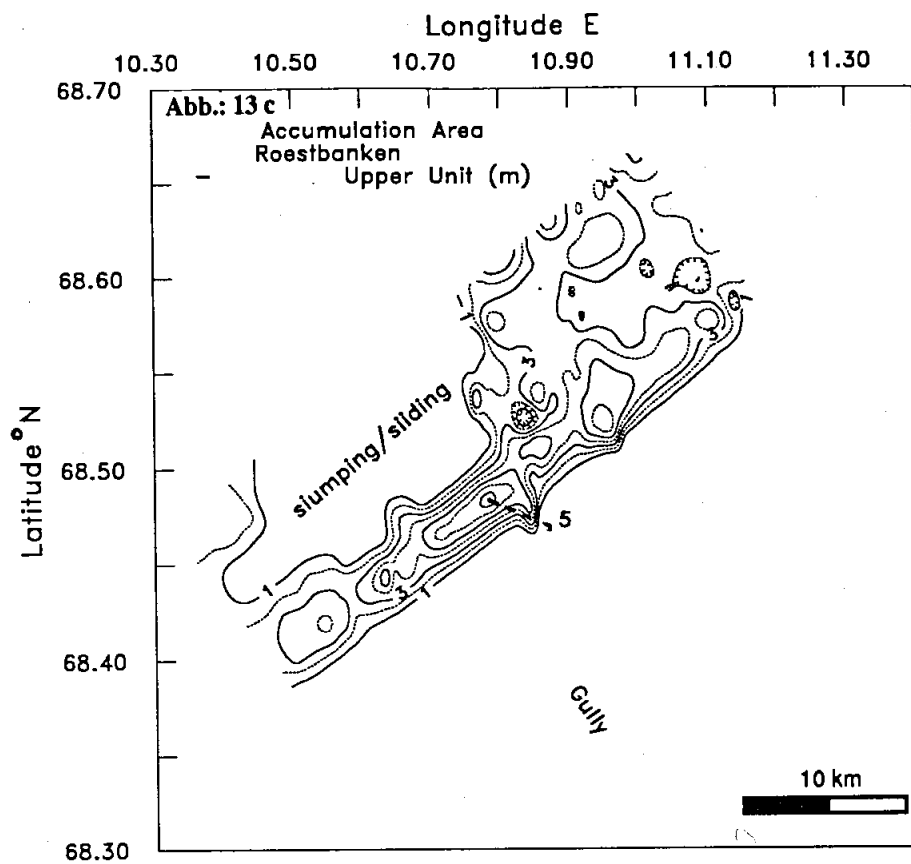


Abbildung 12: Topographie des Kontinentalhangs vor Røstbanken (s. Abb. 1, S. 4). Unterhalb der Schelfrandeinschnitte (Gullies) erstreckt sich bei 1.200 m Wassertiefe ein terrassenförmiger Vorsprung, der den oberen steilen Kontinentalhang gegen den unteren Hang abgrenzt. Unterhalb der Gullies sind Rutschmassen sehr verbreitet.

Abbildung 13 a, b (S. 42) und 13 c, d (S. 43): Reflexionsseismische Profile (a), Bathymetrie (b), Sedimentverteilung der oberen Kartiereinheit (c) und der unteren Kartiereinheit (d) im Untersuchungsgebiet Røstbanken-Hang. Mehrere Sedimentationsmaxima der unteren Einheit liegen unterhalb eines Gullies über der Hangterrasse. Die obere Einheit, die weitgehend gestörte ist, setzt erst unterhalb der Terrasse bei 1.350 m ein.





Ab 1.150 m Wassertiefe erstreckt sich ein leicht nach NE abtauchender, etwa 4 km bis 6 km breiter, morphologischer Absatz, der mit einer akustisch transparenten, stellenweise bis zu 18 m mächtigen Sedimentabfolge verfüllt ist. Diese Einheit ohne Internstrukturen kann in die den oberen Hang schneidenden Rinnen bis in Wassertiefen von 600 m zurückverfolgt werden (Abb. 13). Ihre regionale Verbreitung ist hangab bis in Tiefen unterhalb 1.350 m zu verfolgen, wo sie jedoch unter die obere Einheit abtaucht und nicht mehr kartierbar ist. Ein echographisch harter Oberflächenreflektor schließt diese Beckenfüllung nach oben hin ab.

Unterhalb des morphologischen Absatzes ab etwa 1.350 m Wassertiefe erstreckt sich eine in den obersten Schichten weitgehend akustisch transparente, bis weit außerhalb des Kartiergebietes in Wassertiefen unterhalb 2.200 m reichende, obere Einheit (Abb. 13 c). Das Sedimentationsmaximum liegt kurz unterhalb der Terrasse, etwa parallel zu den Tiefenlinien angeordnet, und schwankt zwischen 2 m und 8 m. Die regionale Verteilung ist wenig klar umgrenzt. Während die Sedimenteinheit mit steigender Wassertiefe an Mächtigkeit verliert, ist die Mächtigkeitsverteilung entlang der Tiefenlinien unbestimmt. Zu beiden Seiten in becken-wärtiger Verlängerung der Gullies vom oberen Hang unterhalb von 1.800 m ist diese Einheit mit benachbarten Feldern von Rutschmassen verzahnt bzw. selbst intern deformiert, was sich in der unruhigen Topographie widerspiegelt. Der Sedimenttransport durch die submarinen Drainagesysteme führte zu solch hohen Akkumulationen unterhalb der Gullies, daß das Sediment am Hang abrutschte und so eine Vielfalt von intern deformierten Bodensstrukturen sowie eine recht unregelmäßige Mächtigkeitsverteilung entstand. So können sich dachziegelartig überlappende und schneidende Sediment-Fließmassen, hangabwärts gerichtete Blockströme, hangparallele Fließwülste und Schollentreppen sowie Felder kleinerer, gerutschter Sedimentblöcke ohne Vorzugsrichtung ihrer Anordnung in einem engen räumlichen Beieinander beobachtet werden. Unterhalb der Kartiergrenze fällt der untere Hang gleichförmig mit einer moderaten Neigung von 2.5° bis in das Lofotenbecken hinein ab.

Das Zentrum des Hochakkumulationsgebietes am westlichen **Barents See-Hang** liegt bei 75°00'N und 14°00'E in einer Einbuchtung des etwa SE-NW streichenden Kontinentalhanges, nordwestlich der Bäreninsel (Abb. 14, 15). Die Hangneigung zwischen der Schelfkante bei 400 m und 1.800 m Wassertiefe beträgt 2,4°, unterhalb von 1.800 m geht der Hang allmählich in die Tiefseebene (bis 2.500 m) über. Die Morphologie des Schelfes wird von bis zu 100 m flachen Bänken mit Erhebungen von 10 m bis 50 m gegenüber dem umgebenden Schelf bestimmt. Ein durch zwei Sills vom oberen Kontinentalhang abgetrennte, etwa 100 km lange, glazial geformte Tal, Kveitehola, trennt die Spitzbergen-Bank von der Bäreninsel-Bank im Süden. Wellenförmige, morphologische Rücken in Abständen von 300 bis 600 m sind das Ergebnis des Vor- und Rückschreitens von Gletschern in den Fjorden der Barents See im Hochglazial ["tidewater glaciers", Elverhøi & Solheim 1983b; Vogt 1986].

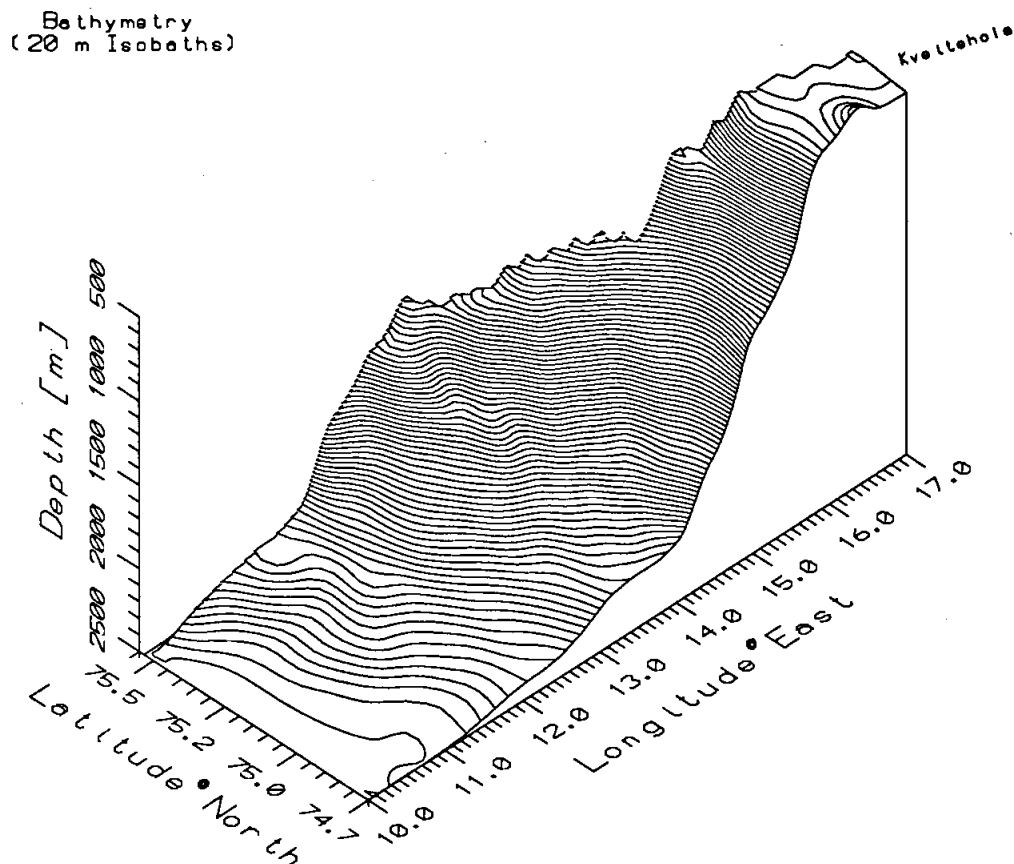


Abbildung 14: Topographie des Kontinentalhanges vor dem westlichen Barents See-Hang (s. Abb. 1).

Die sedimentechographische Vermessung mit dem 3.5 kHz-Sedimentecholot und dem HYDROSWEEP-Fächerecholot zeigt maximale Mächtigkeiten der obersten, gut geschichteten Ablagerungen in nahezu hangnormal orientierten Sedimentkissen am mittleren Kontinentalhang zwischen 900 m und 2.000 m Wassertiefe. Die Mächtigkeit dieser postglazialen Schicht (s. Abb. 7 b, S. 33) beträgt bis zu 8 m in 1.400 m Wassertiefe. Die weitgehend transparenten, nicht durch harte Reflektoren differenzierten Abfolgen erlauben im Gegensatz zum Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken keine eindeutige Unterscheidung von Terminations- und Holozänsedimenten über weite Strecken im Sedimentechogramm.

Die Mächtigkeitsverteilung dieser jüngsten sedimentechographischen Einheit ist wenig klar umrissen. Die Hauptmasse der ungestörten Sedimentabfolge liegt in Verlängerung von Kveitehola unterhalb Wassertiefen von 900 m und dünnt nach einem Maximum bei 1.800 m hangab aus, kann aber im Echogramm stellenweise noch bis in Tiefen von 2.500 m identifiziert werden. Im Liegenden folgt eine Sequenz dünner, z.T. stark reflektierender Horizonte bis in eine Tiefe von ca. 20 m, die in Analogie zu untersuchten Sedimenten in anderen Gebieten im Bereich des Bäreninsel-Sedimentfächers auf eine von eistransportiertem Material dominiertes Sedimentationsmilieu schließen läßt [Yoon et al. 1991]. Sedimentrutschmassen beherrschen weitgehend das Bild der Oberflächensedimente im näheren Umfeld und begrenzen das Hochakkumulationsgebiet im Süden. Die glazialen Sedimentabfolgen im Liegenden sind häufig mit Sedimentrutschmassen verzahnt.

Die Rinnenstrukturen am oberen Hang, beschrieben als Hauptdrainagesysteme des Barents See-Schelfes [Sarynina 1972], wurden bei verschiedenen Ausfahrten (s. Tab. 3, S. 23) nicht gefunden. Es konnten nur Teile eines überwiegend mit Rutschmassen verfüllten, etwa hangnormal ausgerichteten Kanals bruchstückhaft kartiert werden. Unterhalb von 2.200 m Wassertiefe wurden ausgedehnte Sedimentwellenfelder mit einem geringen Relief von ca. 1-2 m und einer Wellenlänge von 150 m in Strömungsrichtung hinter den Randschwellen dieses Kanals mit einem akustisch harten Oberflächenreflektor entdeckt, in dem zwei Kernversuche scheiterten [Hirschleber et al. 1988]. Eine Verbindung zwischen den Sedimentwellen im Untergrund [GIK 23257, Hirschleber et al. 1988] und hangabwärts gerichteten Strömungen episodischer Natur, z.B. niedrig energetischen Trübeströmen oder Suspensionswolken aus Winterwasserkaskaden, liegt nahe.

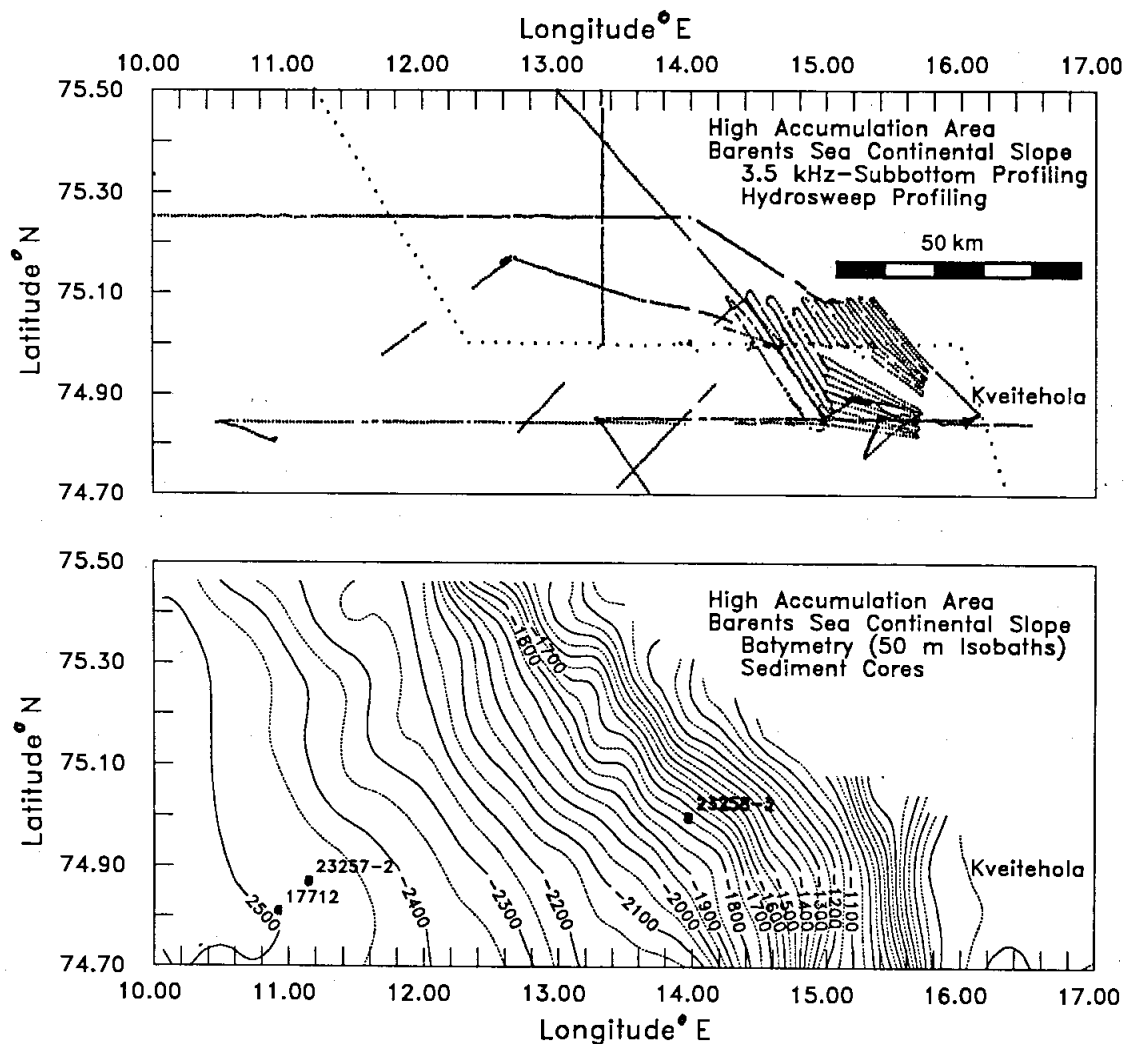


Abbildung 15 a-b: Reflexionsseismische Profile (a), Bathymetrie (b), Sedimentverteilung der oberen Kartiereinheit (c) und der unteren Kartiereinheit (d) im Hochakkumulationsgebiet Barents See-Hang.

4.2. Datierungen

Die stratigraphische Einstufung der sedimentechographisch kartierten Sedimente aus den Hochakkumulationsgebieten erfolgte mit der **Sauerstoff-Isotopen-Analyse** an der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin.. Zur Festlegung isotopischer Stadiengrenzen (Tab. 5) in den Kernabschnitten wurden neben gut identifizierbaren $\delta^{18}\text{O}$ -Fixpunkten als zusätzliche Korrelationsmöglichkeit auch deren $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis herangezogen.

Tabelle 5: Sauerstoff-Isotopen-Ereignisse in Planktonforaminiferen (*N. pachyderma* sin.) für die isotoenstratigraphischen Substadien 1 bis 3 im östlichen Europäischen Nordmeer [Auszug Tab. 6 in Vogelsang 1990].

Isotopen-Substadium	Merkmale	$\delta^{18}\text{O}$ [‰ vs. PDB]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰ vs. PDB]
1.1	"leichtester Gipfel in Stadium 1"	2,1 - 2,4	0,1 - 0,7
2.0	Grenze zwischen Stadium 1 und 2, "ungefähr in der Mitte der Termination I"	keine Angaben	
2.2	"oberes Maximum Stadium 2", Start Termination I _A	4,7 - 4,9	0,1 - 0,3
3.0	Grenze zwischen Stadium 2 und 3. Orientiert sich an leichter Zunahme des $\delta^{13}\text{C}$ von Stadium 3 nach 2	keine Angaben	
3.1	leichter $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ -Gipfel vor Abstieg zu schweren Werten in Stadium 2	4,2 - 4,5	-0,2 - 0,4
3.3	leichtester $\delta^{18}\text{O}$ -Gipfel in Stadium 3, zumeist $\delta^{13}\text{C}$ Minimum	3,1 - 4,2	-0,3 - 0,0

Analog zur Terminologie der globalen, gestapelten Sauerstoff-Isotopen-Kurven [Prell et al. 1986; Martinson et al. 1987] lassen sich die Isotopenprofile aus den Hochakkumulationsgebieten den Sauerstoff-Isotopenstadien 1, 2 und 3 zuordnen (Abb. 16-20). Die Kurvenverläufe geben den globalen Erwärmungstrend der letzten Deglaziation wieder: von schweren zu leichten Sauerstoff-Verhältnissen und von leichten zu schweren Kohlenstoff-Verhältnissen ansteigende Werte. Sofern alle Isotopen-Substadien in einem Sedimentkern erfaßt wurden, kann eine Zweiphasigkeit in den Kurvenverläufen mit einer ersten Stufe, der Termination I_A, und einem zweiten Anstieg, der Termination I_B, verzeichnet werden. Die in ihrer Sediment-Mächtigkeit unterschiedlich stark entwickelten Erwärmungsschritte sind durch einen zwischenzeitlichen Umschlag in wieder annähernd glaziale Verhältnisse in der Jüngeren Dryas getrennt. Im Vergleich zum globalen $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg von schweren zu leichten Sauerstoff-Isotopen-Verhältnissen von 1,1 ‰ in der Termination I [z. B. Labeyrie et al. 1987] und einem Hub in der Termination I um bis zu 2,8 ‰ aus den gestapelten Sauerstoff-Isotopen-Kurven des Europäischen Nordmeeres [Abb. 9 b in Vogelsang 1990] sind in den Kurven aus Hochakkumulationsgebieten Anstiege in den Sauerstoff-Isotopen-Verhältnissen von maximal 2,26 ‰ für die Termination I_A und 2,96 ‰ für die Termination I_B festzustellen (Tab. 6). Die beobachteten $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen liegen mit wenigen Ausnahmen im Wertebereich der für das Europäische Nordmeer ermittelten Verhältnisse von einem Minimum um ca. -0,2 ‰ für das späte Isotopenstadium 2 (20.000-15.000 J.v.h.) und einem Anstieg ab 15.000 J.v.h. auf 0,4 ‰ bis 0,7 ‰ in der Termination I bis rezent [Abb. 9 in Vogelsang 1990].

Im Hochakkumulationsgebiet **Gamlembanken-Hang** wurden an drei langen Sedimentkernen (GIK 16343, GIK 23312, GIK 23331), die maximal nur 35 km Kilometer voneinander entfernt liegen, Isotopen-Messungen vorgenommen (Abb. 16, 17, 18). Die spätglaziale Abschmelzphase beginnt mit einem steilen Sauerstoff-Isotopenanstieg von glazialen Werten von 4,1 ‰ bis 4,3‰ im Substadium 2.2 auf 2,34 ‰ und 2,11 ‰ am Ende der Termination I_A. Dieser Anstieg wird begleitet von stark negativen Werten bis zu -1,47 ‰ im $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis. Dem ersten Erwärmungsschritt folgen in einer Abkühlungsphase zwei Zeiträume mit hochvariablen Schwankungen in den Sauerstoff- und Kohlenstoff-Verhältnissen (GIK 23331, 360 cm bis 170 cm, Abb. 21), getrennt durch ein zu schwereren Sauerstoff-Verhältnissen abfallendes Plateau. Nach einem ausgeprägtem Sauerstoff-Isotopen-Maximum mit annähernd glazialen Verhältnissen im Jüngere Dryas-Interstadial endet die Termination I mit einem im Vergleich zur Termination I_A isotopisch weniger stark ausgeprägten zweiten Anstieg auf 1,71 ‰ bzw. 1,79 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) im Substadium 1.1. In GIK 23312, zwischen 580 cm und 450 cm Kernteufe, deutet ein Plateau bei Sauerstoff-Isotopen-Werten von 2,6 bis 2,8 ‰ auf eine Abstufung innerhalb der Termination I_B. Dieses wird auch durch den Kurvenverlauf in GIK 16343 zwischen 440 cm und 395 cm bestätigt. Nach dem absoluten Maximum im Schmelzwassergipfel der Termination I_B [Meltwaterpoint: MWP, Fairbanks 1989] erreichen die Sauerstoff-Isotopen-Werte schon im frühen Holozän in etwa rezente Verhältnisse unter dem östlichen Norwegenstrom von 2,2 ‰ bis 2,7 ‰. Das in GIK 16343 scheinbar geringmächtige Allerød zwischen dem Schmelzwassergipfel I_A und der Jüngeren Dryas ist auf Kernverlust durch Störung bei der Probenahme mit dem Schwerelot zu erklären.

Tabelle 6: Sauerstoff-Isotopen-Werte der Isotopen-Substadien in Hochakkumulationsgebieten am Kontinentalhang des östlichen Europäischen Nordmeeres (in ‰ vs PDB, n.v.: nicht vorhanden).

Kern	Holozän	Termination I _B		Termination I _A		Stadium 2
		Top	Basis	Top	Basis	
GIK 16343	2,14 (1,88-2,40)	1,79	3,76	2,17	4,43	4,33 (4,18-4,51)
GIK 23312	2,14 (1,86-2,30)	1,71	3,67	n.v.	n.v.	n.v.
GIK 23331	n.v.	n.v.	3,62	2,19	4,30	4,10 (4,43-3,60)
GIK 17701	n.v.	1,85	3,58	1,98	4,25	4,26 (4,51-3,95)
GIK 23258	2,57 (2,99-1,43)	2,42	3,88	2,79	4,69	4,50 (4,74-4,07)

Die Zweiphasigkeit innerhalb der Termination I ist in den kurzen Kernen aus GKG oder RL aus den Export-Gebieten des oberen Hanges und Schelfes durch die zu geringe Probendichte, aber auch durch Bioturbation ["Bioentrainment", Rumohr pers. Mittlg.] und die höhere Wahrscheinlichkeit der Umlagerung in diesen flacheren Wassertiefen am oberen Hang noch kompliziert. Prinzipiell kann durch den Anstieg von schweren zu leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten auch hier zumindest der Start der Termination I bestimmt und so die Kartiergrenze der unteren Einheit bestätigt werden (s. Kap. 4.1.).

Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken

GIK 16343-1 / 16340-1

Wassertiefe 1064 m

Messung: Dr. H. Erlenkeuser,
14 C-Labor, Universität Kiel

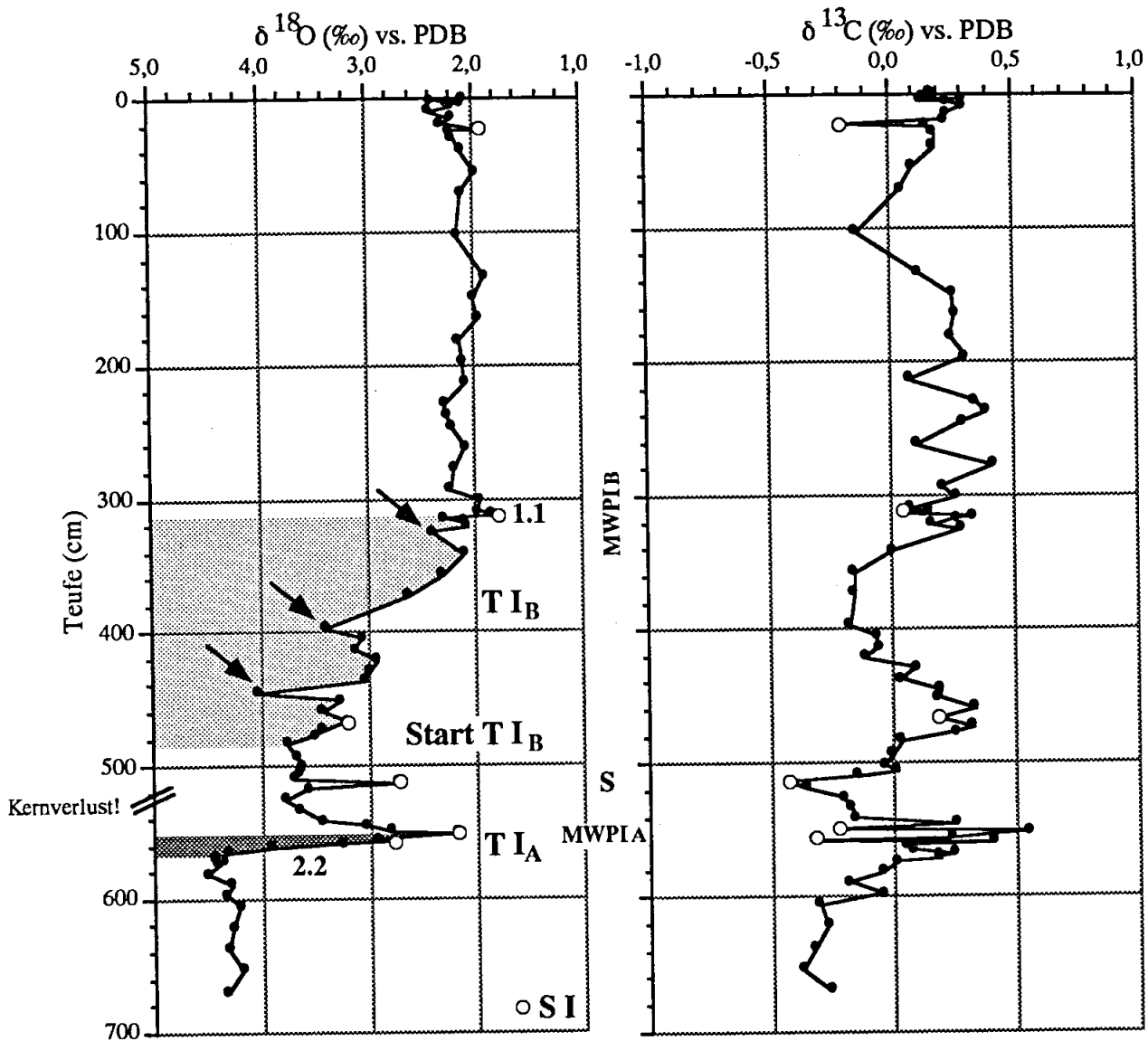


Abbildung 16: $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenprofile der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. von GIK 16343 aus dem Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken. Die Punktraster markieren die Terminationsstufen I_A (unten) und I_B (oben). Die Pfeile verweisen auf Sedimenthorizonte mit einem höheren Sandgehalte (s. Abb. 23). Dies weist auf eine mögliche Verfälschung des Isotopen-Signals durch glaziale Foraminiferen hin, die entweder durch Turbidite advectiert oder als IRD eingetragen worden sind (s. Kap. 5.3.). Der Kernverlust entstand durch Kernstörung bei der Probennahme mit dem Schwerelot. Die Isotopen-Messungen wurden von Herrn Dr. H. Erlenkeuser, ¹⁴C-Labor der Universität Kiel, vorgenommen.

Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken

GIK 23312-1

Wassertiefe 977 m

Messung: Dr. H. Erlenkeuser,
14 C-Labor, Universität Kiel

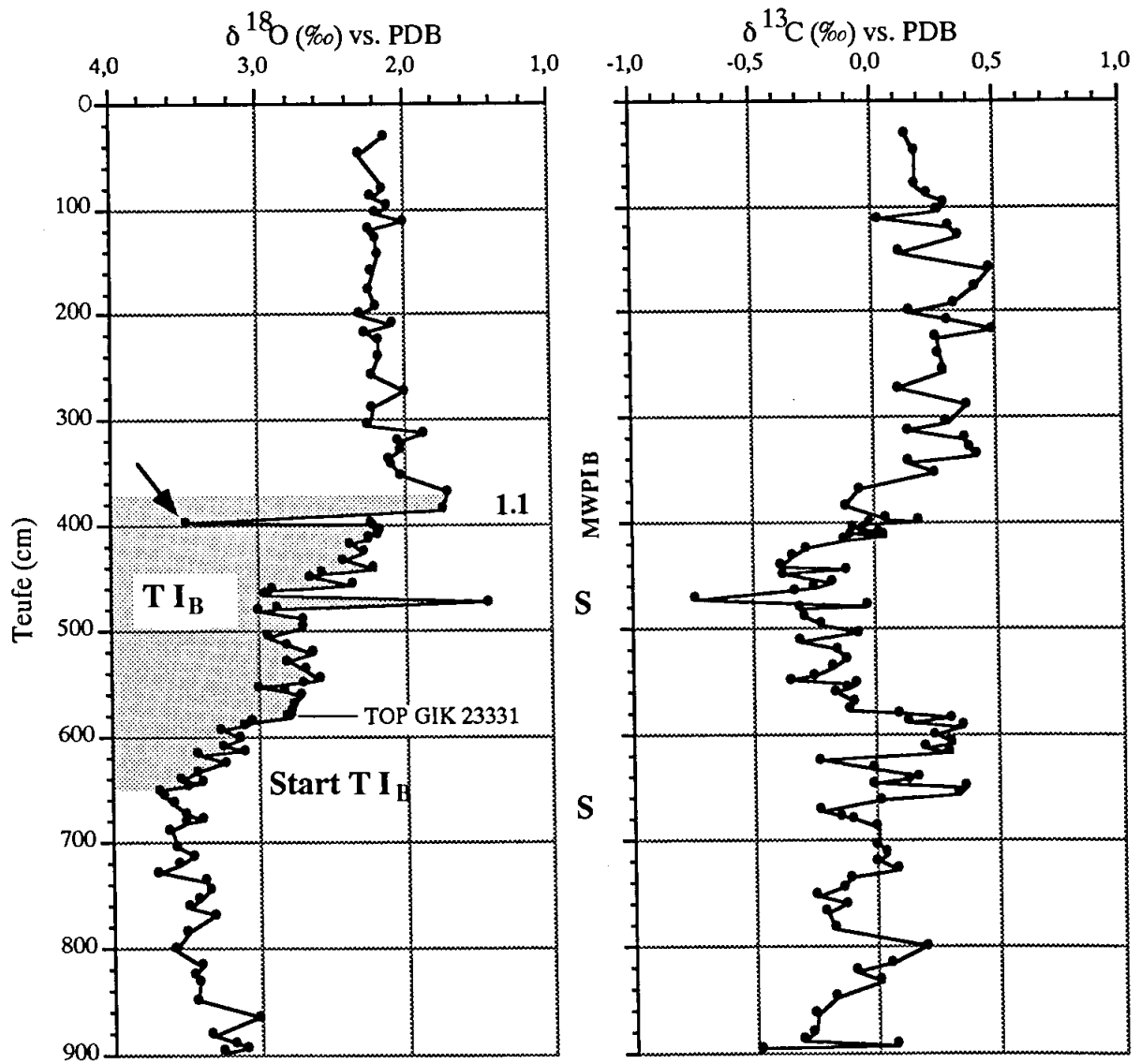


Abbildung 17: $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenprofile der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. von GIK 23312 aus dem Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken. Das Punktraster markiert die Termination I_B. Der Pfeil bezeichnet einen Sedimenthorizont mit einem höheren Sandgehalt (s. Abb. 24; dies weist auf eine mögliche Verfälschung des Isotopen-Signals durch glaziale Foraminiferen hin, die entweder durch Turbidite advectiert oder als IRD eingetragen worden sein könnten (s. Kap. 5.3.). Die Isotopen-Messungen wurden von Herrn Dr. H. Erlenkeuser, ¹⁴C-Labor der Universität Kiel, vorgenommen.

Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken

GIK 23331-1

Wassertiefe 834 m

Messung: Dr. H. Erlenkeuser,
14 C-Labor, Universität Kiel

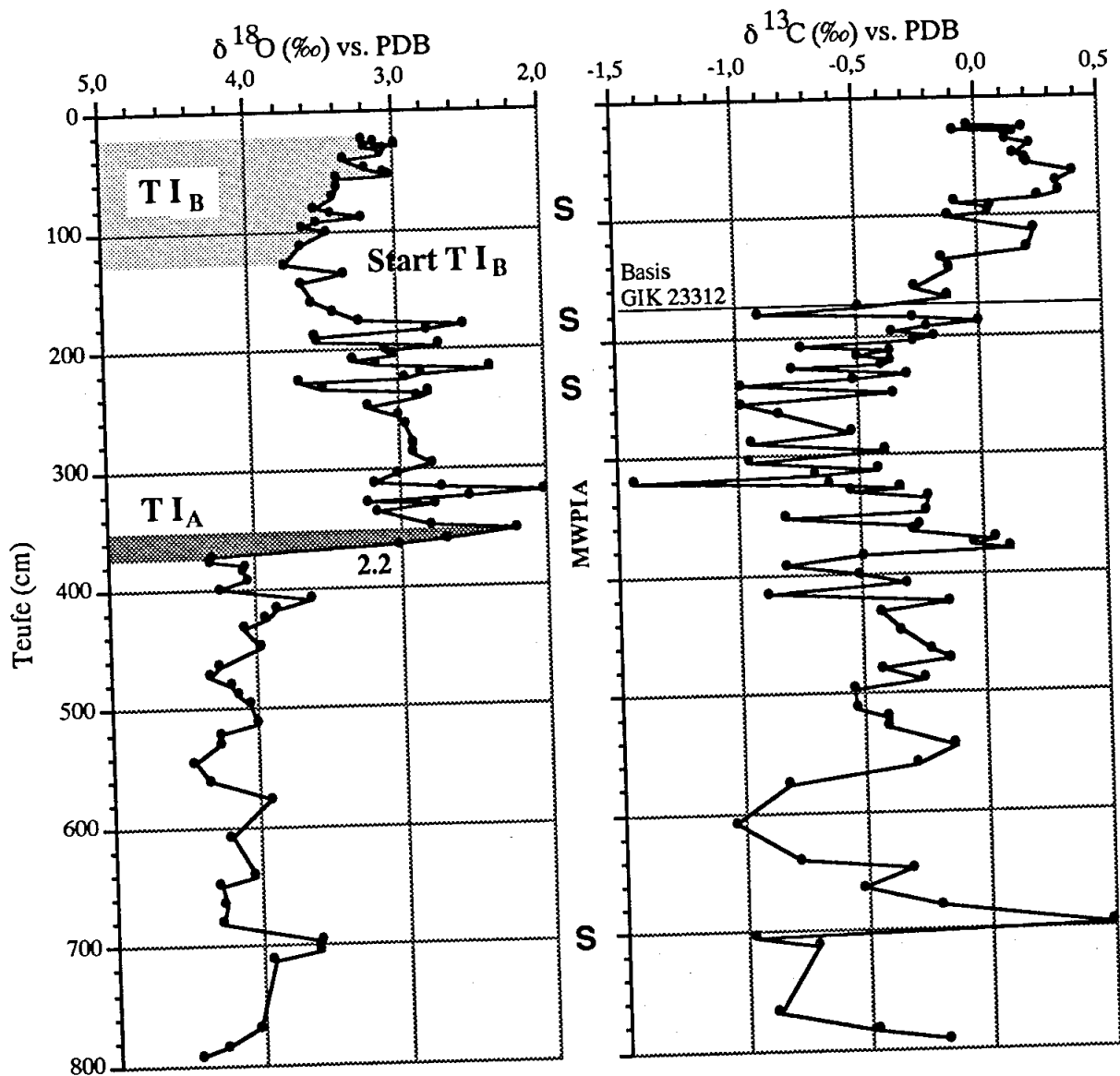


Abbildung 18: $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenprofile der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. von GIK 23331 aus dem Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken. Die Punktraster markieren die Terminationsstufen I_A (unten) und I_B (oben). Zwischen der Termination I_A und dem Start der Termination I_B sind starke Schwankungen im Kurvenverlauf zu erkennen, die auf eine Advektion von . Die Isotopen-Messungen wurden von Herrn Dr. H. Erlenkeuser, ^{14}C -Labor der Universität Kiel, vorgenommen.

Røstbanken-Hang

GIK 17701-2

Wassertiefe 1427 m

Messung: Dr. H. Erlenkeuser,
14 C-Labor, Universität Kiel

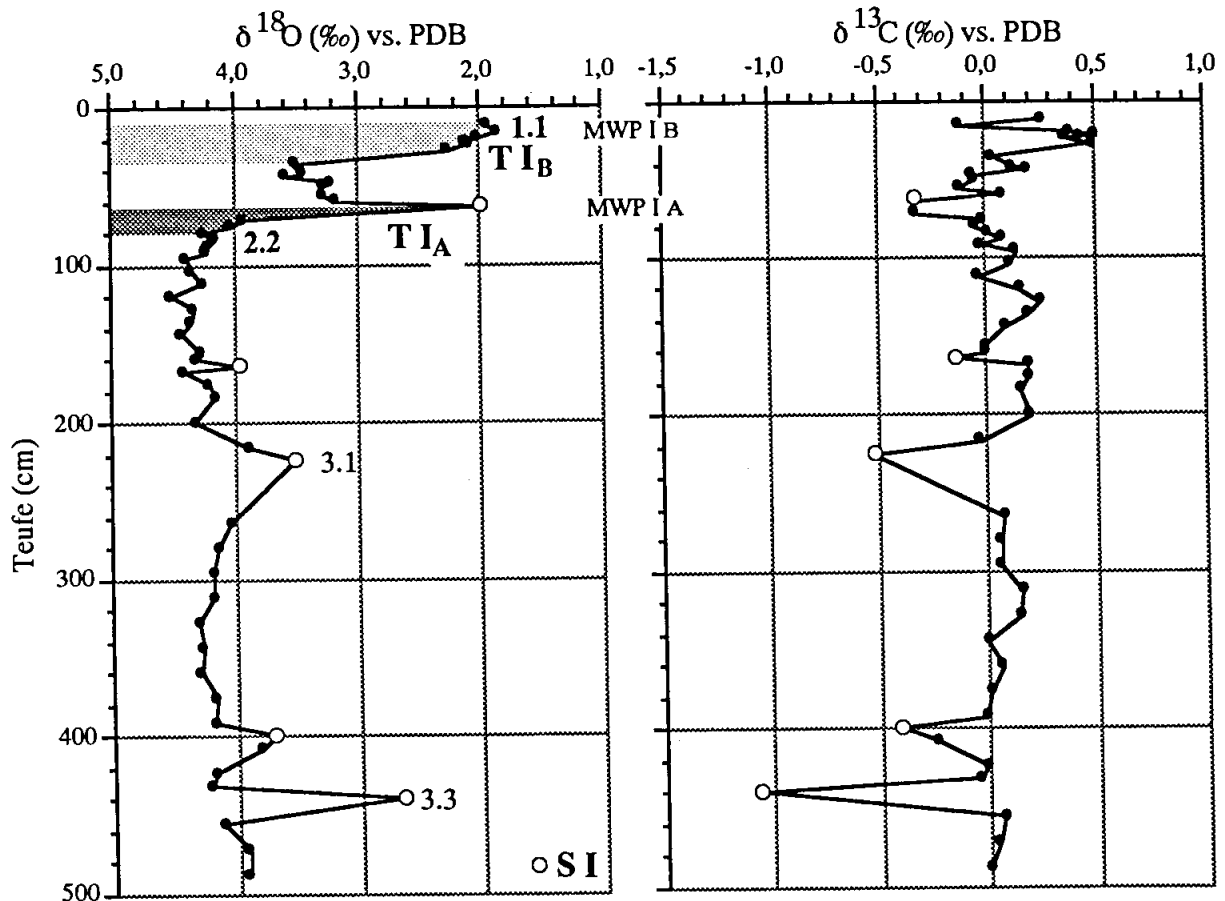


Abbildung 19: $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenprofile der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. von GIK 17701 vor Røstbanken. Die Punktraster markieren die Terminationsstufen I_A und I_B . Die Pfeile weisen auf eine mögliche Verfälschung des Isotopen-Signals durch ältere, advektierte Foraminiferen in Turbiditen bzw. IRD-reichen Lagen hin (s. Kap. 5.3.). Die Isotopen-Messungen wurden von Herrn Dr. H. Erlenkeuser, ^{14}C -Labor der Universität Kiel, vorgenommen.

Im Sedimentkern GIK 17701 vom **Røstbanken-Hang** (Abb. 19) fehlen holozäne Sedimente. Die Sauerstoff-Isotopen-Ereignisse 1.1 sind an der Oberfläche, 2.2 in 80 cm Kernteufe, 3.1 in 224 cm Kernteufe und 3.3 in 440 cm Krnteufe gut dokumentiert. Die Termination I ist hier ebenfalls in zwei Stufen gegliedert: leichtere Sauerstoff-Verhältnisse in der Termination I_A und Termination I_B fallen jeweils mit leichten Kohlenstoff-Verhältnissen zusammen. Dies trifft ebenfalls für Isotopenpaare in 164 cm, 224 cm (3.1), 400 cm und 440 cm (3.3) zu, in denen stark negative $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse bis -1,05 ‰ erreicht werden. Im Sauerstoff-Isotopen-Stadium 2 streuen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte durchschnittlich um 4,26 ‰, im Stadium 3 liegen sie um etwa 0,2 ‰ leichter.

Hochakkumulationsgebiet Barents See-Hang

GIK 23258-2 /3

Wassertiefe 1773 m

Messung:
Mara Weinelt, SFB 313
Dr. H. Erlenkeuser,
¹⁴C-Labor, Universität Kiel

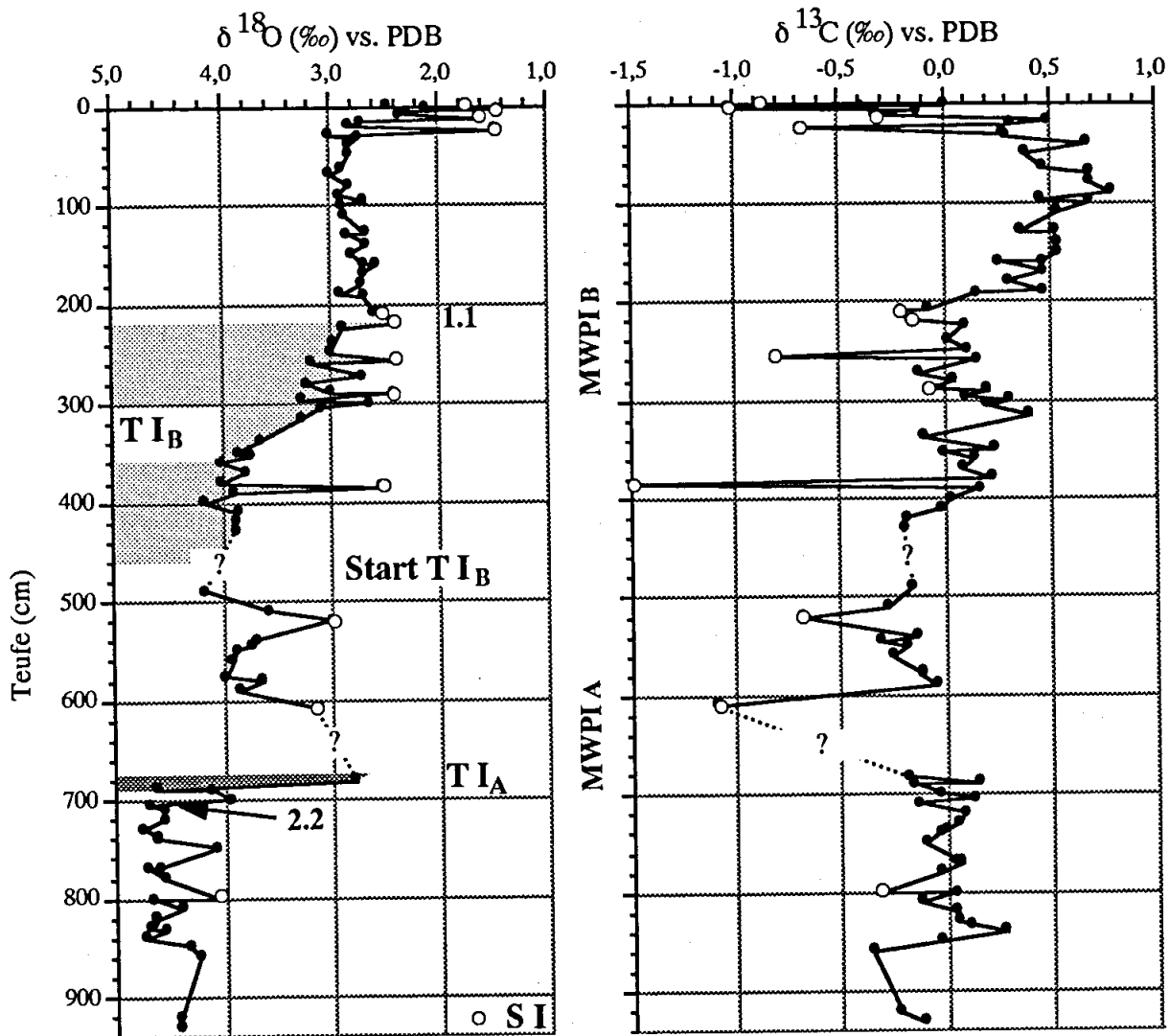


Abbildung 20: $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenprofile der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. von GIK 23258-2/3 vom westlichen Barents See-Hang, seewärts Kveithola. Die Punktraster markieren die Terminationsstufen I_A und I_B . In den mit einem ? gekennzeichneten Kernabschnitten wurden keine Foraminiferen gefunden. Der Start der Termination I_B ist unbestimmt. Hohe Schwankungsbreiten im Kurvenverlauf sind auch in den holozänen Oberflächensedimenten zu erkennen. Die Isotopen-Messungen wurden von Herrn Dr. H. Erlenkeuser, ¹⁴C-Labor der Universität Kiel und von Mara Weinelt vorgenommen.

Die Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse in GIK 23258 am **Barents See-Hang** (Abb. 20) liegen zwischen 4,8 ‰ im Isotopenstadium 2 an der Basis und 1,4 ‰ bis 2,2 ‰ an der holozänen Sediment-Oberfläche. Die Zweistufigkeit innerhalb der Termination I wie vor Gamlembanken ist auch hier zu erkennen. Die Substadien der Termination I sind hier jedoch weniger deutlich dokumentiert, da der Kurvenverlauf durch Sedimenthorizonte unterbrochen wird, die keine planktischen Foraminiferen führen (z.B. GIK 23258, 620 cm-680 cm, 430 cm-490 cm). Schwere Sauerstoffwerte korrespondieren mit Minima der Kohlenstoff-Verhältnisse vor allem bei 525 cm, 380 cm und 250 bis 300 cm Kernteufe. Die gegenüber dem Sauerstoff-Isotopen-Verhältnissen aus den Kernen von Gamlembanken generell schwereren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte belegen die Abkühlung des Norwegenstromes auf seinem Weg in höhere Breiten bzw. die Nähe zu polaren Wassermassen. Hohe Variationen, sowohl der Kohlenstoff- als auch der Sauerstoff-Isotopenwerte in den rezenten Oberflächenproben, weisen entweder auf stark schwankende Umweltbedingungen im Lebensraum von *N. pachyderma* sin. oder auf Foraminiferen hin, die aus Gebieten advectiert worden sind, welche sich durch eine andere hydrographische Charakteristik auszeichnen.

4.3. Sedimentologie

Die sedimentologische Bearbeitung der Sedimentkerne konzentrierte sich im wesentlichen auf die langen **Sedimentkerne** aus dem Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken, wo auf der Grundlage des Pilotkernes GIK 16343 weitere vier lange - 23218, 23219, 16343, 23312 und 23331 (alle GIK) - und mehrere kurze Kerne gezogen wurden. Ergänzend konnten aus den Untersuchungsgebieten Røstbanken und Barents See-Hang jeweils ein langer Kern aus dem Sedimentationsmaximum der kartierten Sedimentabfolgen für einen Vergleich der Sedimentparameter und Isotopendaten herangezogen werden.

4.3.1. Korngrößen-Verteilungen

Die umfangreiche Beprobung der Hochakkumulationssedimente am **Gamlembanken-Hang** ergab eine Zusammensetzung aus zumeist ausgesprochen homogenen, sehr feinkörnigen Silten und Tonen im Wechsel mit sandigeren Kernabschnitten (Abb. 21-25). Der Gehalt von im Mittel 71,5 Gew.% an der Fraktion < 6,3 μm nimmt im Sauerstoff-Isotopen-Stadium 2 graduell bis zum Start der Termination I_B auf unter 40 Gew.% ab, um dann wieder auf rezente Werte um 55 Gew.% leicht anzusteigen. Der Feinsiltgehalt schwankt mit der Kernteufe nur gering um 15 Gew.% mit einem schwachen Maximum zwischen 13.600 J.v.h. und 10.100 J.v.h.. Die Fraktion 20-63 μm zeigt eine mehrstufige Zunahme von unter 10 Gew.% im Glazial auf 35 Gew.% im Atlantikum; rezent liegen die Werte bei etwa 20 Gew.%. Hohe Fein- und Grobsand-Anteile über 35 Gew.%, mit einem dominierenden terrigenen Anteil, sind in der Termination I_A und I_B zu verzeichnen, wobei der vom Feinsand dominierte Sandgehalt zur Kurve des Grobsandes und der Häufigkeit der lithogenen Partikel > 2.000 μm (IRD) korreliert (Abb. 27). Horizonte mit sehr hohen Sandgehalten bis 94 Gew.% stellen eine Ausnahme dar und sind auf nur wenige Zentimeter beschränkt (Abb. 24, GIK 23312: 395,5 bis 398,5 cm). Die fast ausschließlich biogene Sandkomponente in der holozänen Korngrößenverteilung variiert zwischen 10 und 15 Gew.% (ϕ : 10,7 Gew.%).

GIK 23218-1

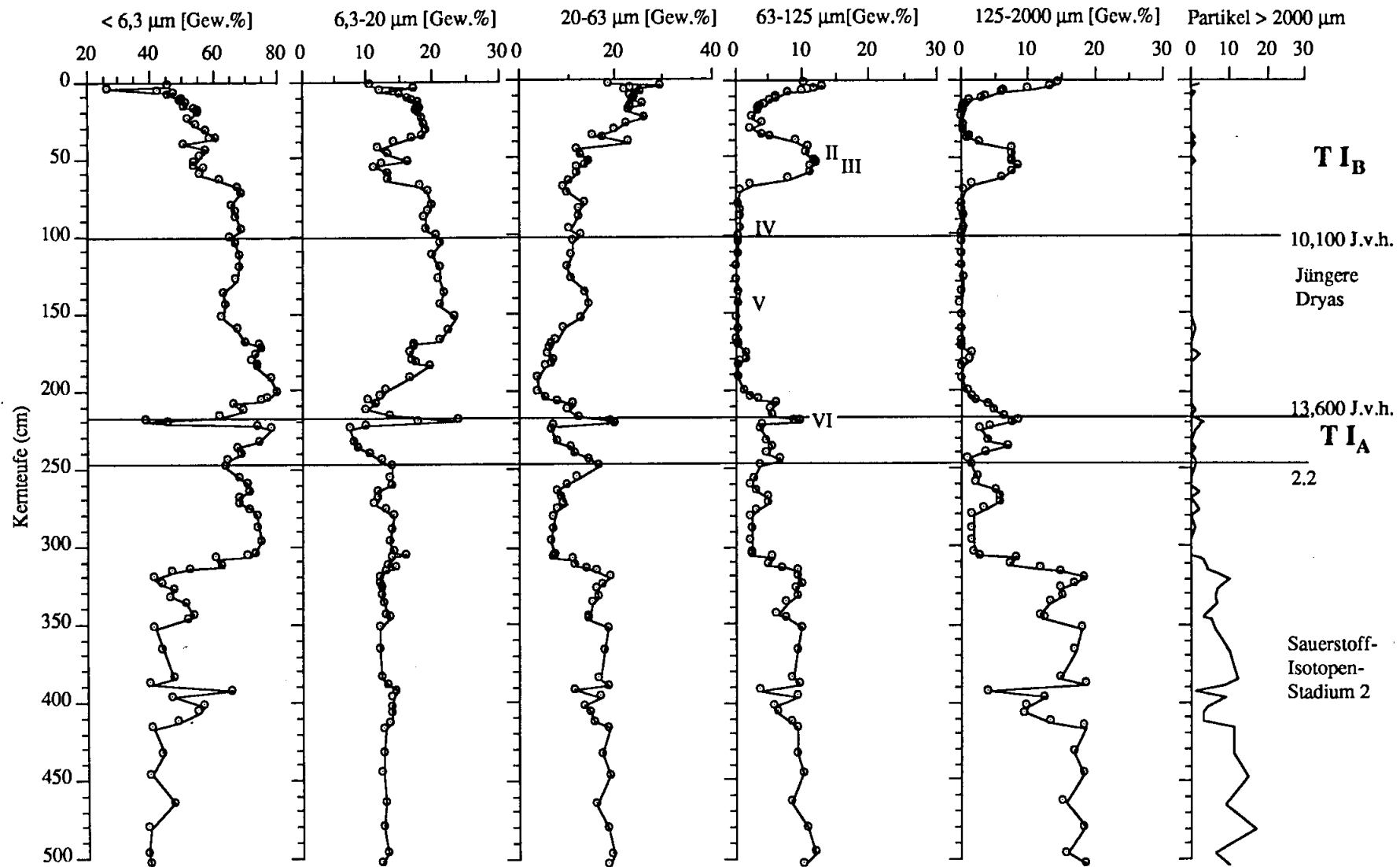


Abbildung 21:

Korngrößen-Verteilung des Sedimentkernes GIK 23218, aufgetragen gegen die Kernteufe. Die Sauerstoff-Isotopen-Stadiengrenzen sind über sedimentologische Fixpunkte aus Kernen korreliert, die mit Sauerstoff-Isotopen datiert wurden (GIK 23312, GIK 23331, s. Abb. 17 und 18). Die römischen Ziffern bezeichnen die für die regionale Korngrößen-Analyse verwendeten Sand- bzw. Silthorizonte.

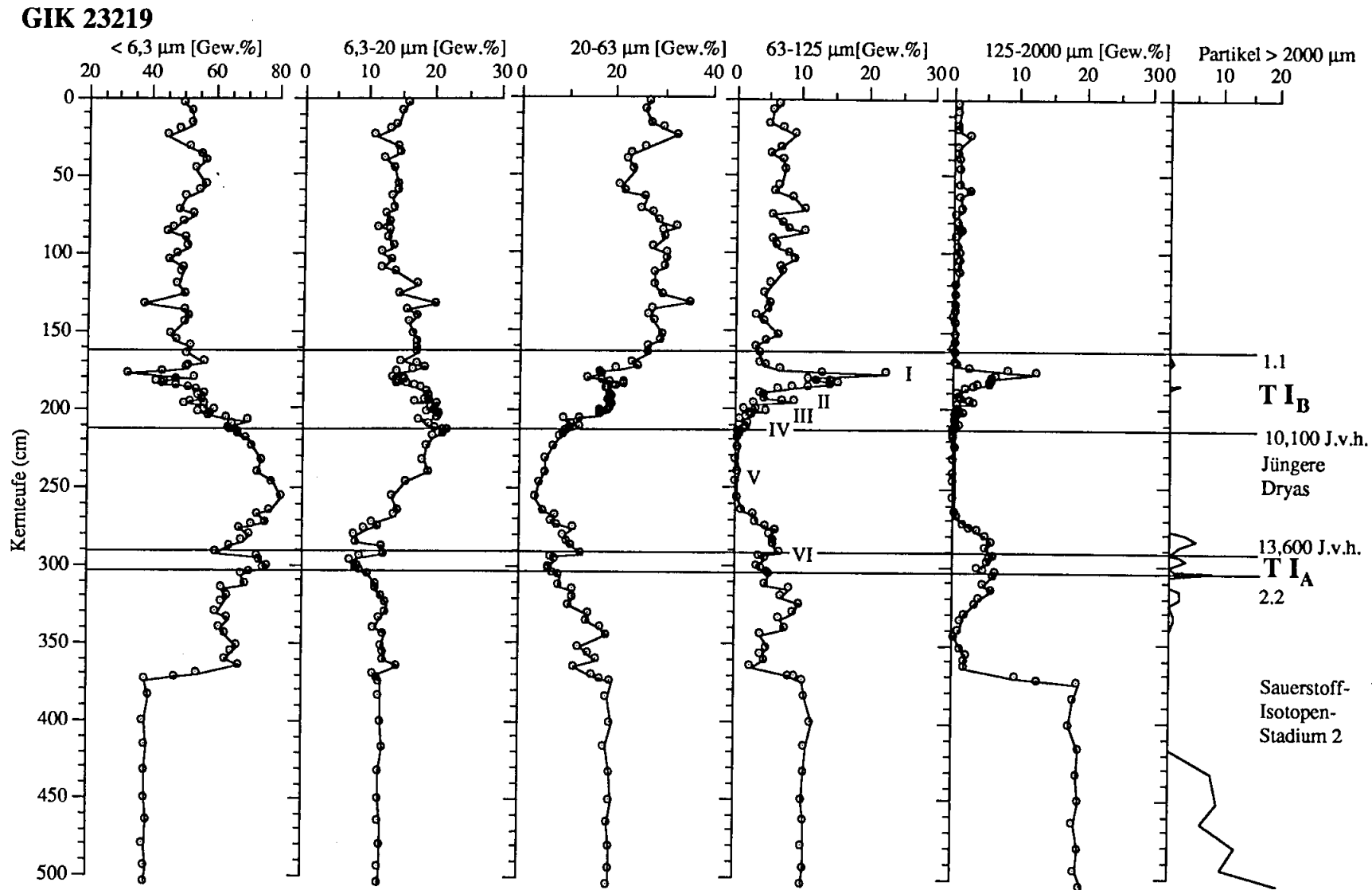


Abbildung 22:

Korngrößen-Verteilung des Sedimentkernes GIK 23219, aufgetragen gegen die Kerntiefe. Die Sauerstoff-Isotopen-Stadien sind über sedimentologische Fixpunkte aus Kernen korreliert, die mit Sauerstoff-Isotopen datiert wurden (s. Abb. 17 und 18). Die römischen Ziffern bezeichnen die für die regionale Korngrößen-Analyse verwendeten Sand- bzw. Silthorizonte.

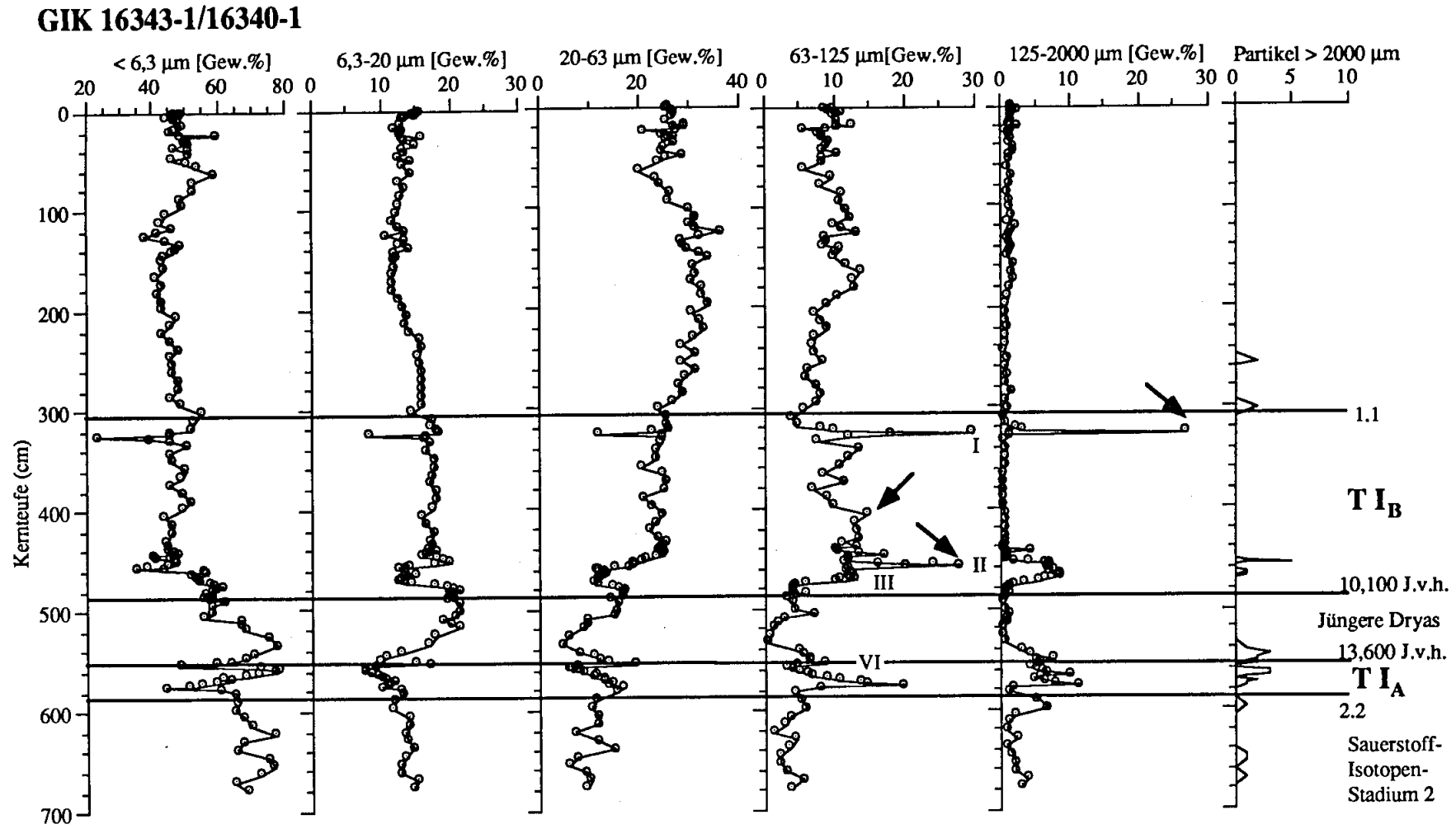


Abbildung 23:

Korngrößen-Verteilung des Sedimentkernes GIK 16343, aufgetragen gegen die Kerntiefe. Eingetragen sind die Grenzen der Sauerstoff-Isotopen-Stadien (s. Abb 16). Die schwarzen Pfeile deuten auf Horizonte mit hohen Sandgehalten, in denen umgelagerte Foraminiferen das isotopische Signal verfälschen. Die römischen Ziffern bezeichnen die für die regionale Korngrößen-Analyse verwendeten Sandhorizonte.

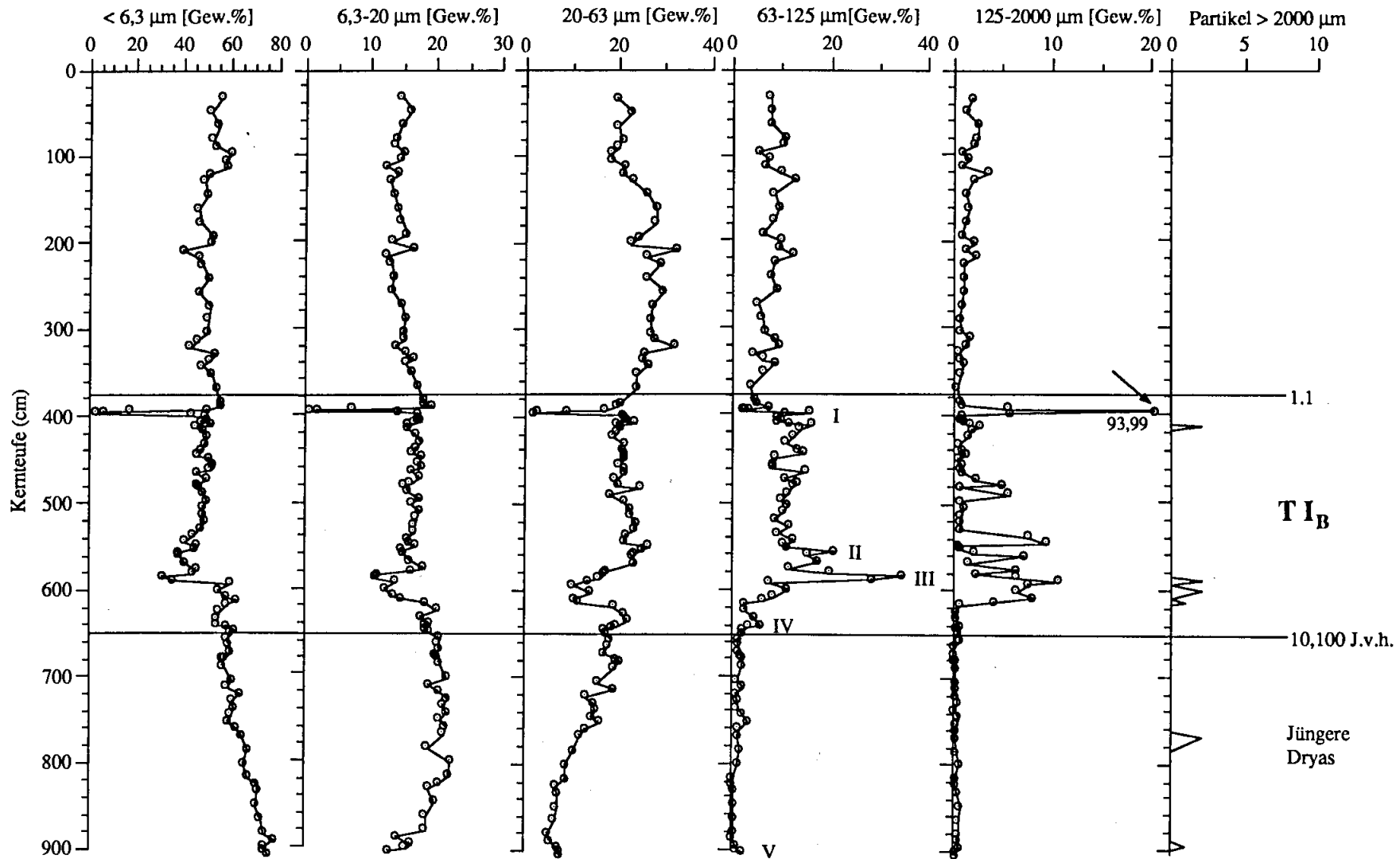


Abbildung 24:

Korngrößen-Verteilung des Sedimentkernes GIK 23312, aufgetragen gegen die Kerntiefe. Eingetragen sind die Genzen der Sauerstoff-Isotopen-Stadien (s. Abb 17). Die römischen Ziffern bezeichnen die für die regionale Korngrößen-Analyse verwendeten Sandhorizonte.

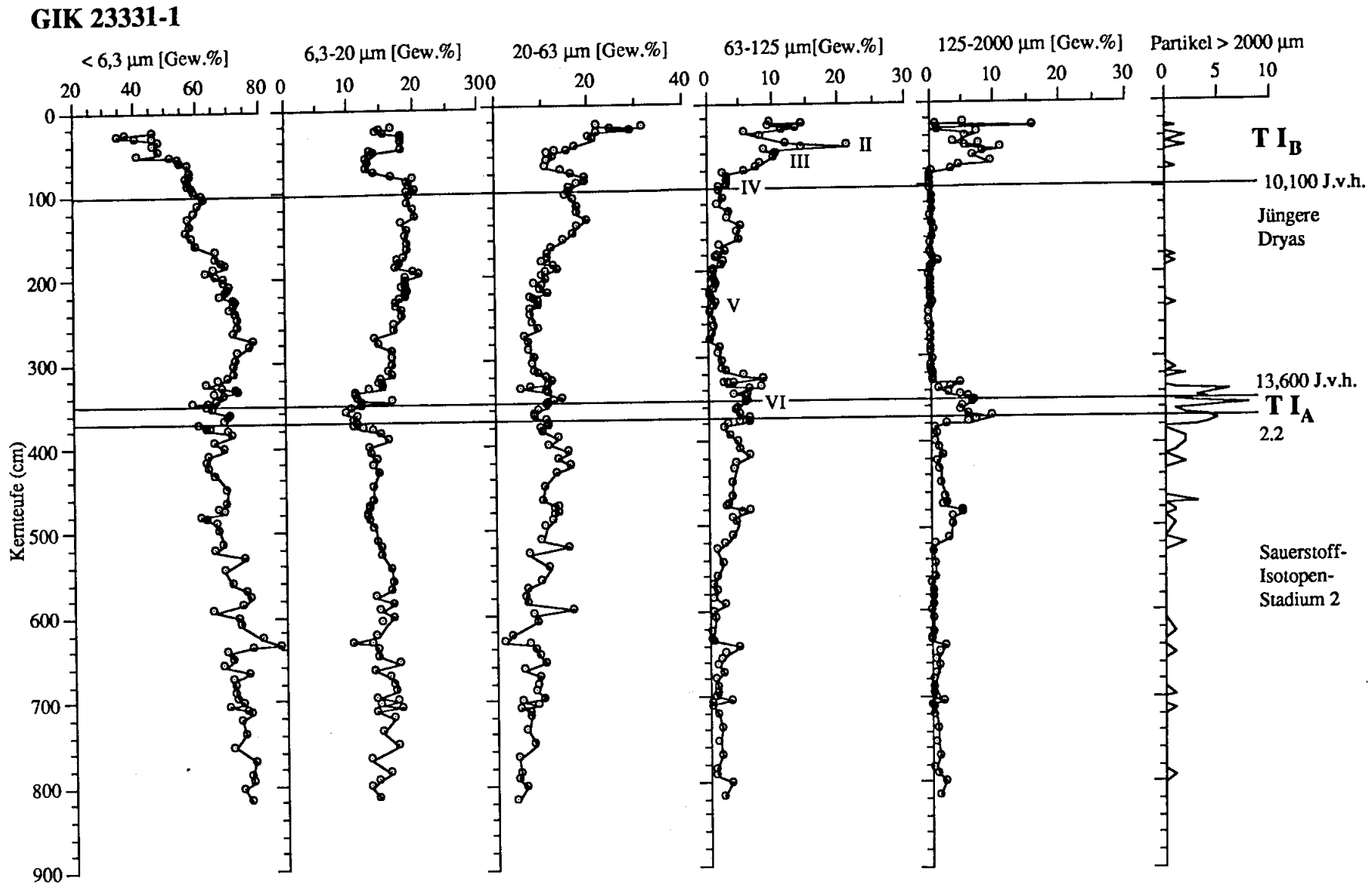


Abbildung 25:

Korngrößen-Fractionen des Sedimentkernes GIK 23331, aufgetragen gegen die Kerntiefe. Die Sauerstoff-Isotopen-Stadiengrenzen sind eingetragen (s. Abb 18). Die römischen Ziffern bezeichnen die für die regionale Korngrößen-Analyse verwendeten Sandhorizonte.

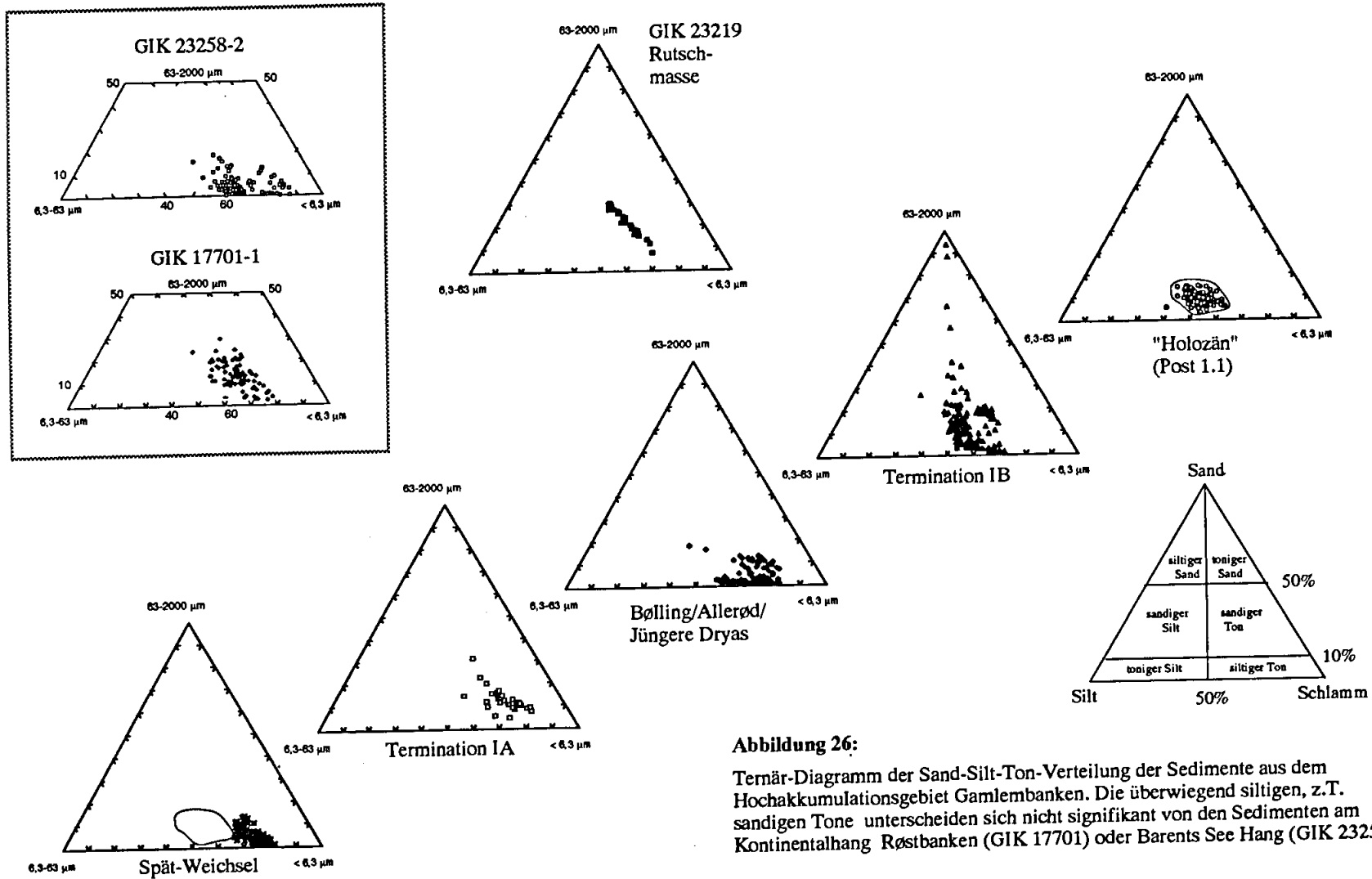


Abbildung 26:

Ternär-Diagramm der Sand-Silt-Ton-Verteilung der Sedimente aus dem Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken. Die überwiegend siltigen, z.T. sandigen Tone unterscheiden sich nicht signifikant von den Sedimenten am Kontinentalhang Røstbanken (GIK 17701) oder Barents See Hang (GIK 23258).

Die Darstellung im **Ternär-Diagramm** verdeutlicht die Fraktions-Verhältnisse besser als die gegen die Kernteufe aufgetragene Korngrößen-Verteilung und läßt zudem verschiedene Sedimenttypen besser erkennen (Abb. 26). Da die fünf Korngrößen-Subfraktionen in ihren Häufigkeitsverhältnissen nur wenig variieren, liegt das Sand-Silt-Ton-Verhältnis der Sedimente aller untersuchten Zeitscheiben ebenfalls in einem recht engen Schwankungsbereich mit einem überwiegenden Anteil an siltigen Schlämmen der Fraktion $< 6,3 \mu\text{m}$ mit 50-80 Gew.%. Der Anstieg der Sandkomponente in den Terminationsabschnitten wird auch in dieser Darstellung deutlich; das Silt/Ton-Verhältnis bleibt dabei nahezu konstant. Die holozänen Sedimente liegen in einem enger begrenzten Wertebereich zwischen 50 und 65 Gew.% für die Fraktion $< 6,3 \mu\text{m}$ und maximal 15 Gew.% für die Fraktion $63\text{-}2.000 \mu\text{m}$. Einzig die spätglazialen, siltigen Tone sind ähnlich gut sortiert, jedoch im Mittel feinkörniger. In den Sedimenten des Bølling und der Jüngeren Dryas stehen feinkörnige Schlämme mit einem untergeordneten Sandhalt, vergleichbar den Sedimenten des Spät-Glazials Korngemischen gegenüber, die in ihrer Zusammensetzung den Sedimenten der Termination I_A ähnlich sind. Die intern deformierten Rutschmassenablagerungen an der Basis von GIK 23218 und GIK 23219 dagegen sind durch ein annähernd konstantes Ton/Silt-Verhältnis mit wechselnden Sandgehalten gekennzeichnet.

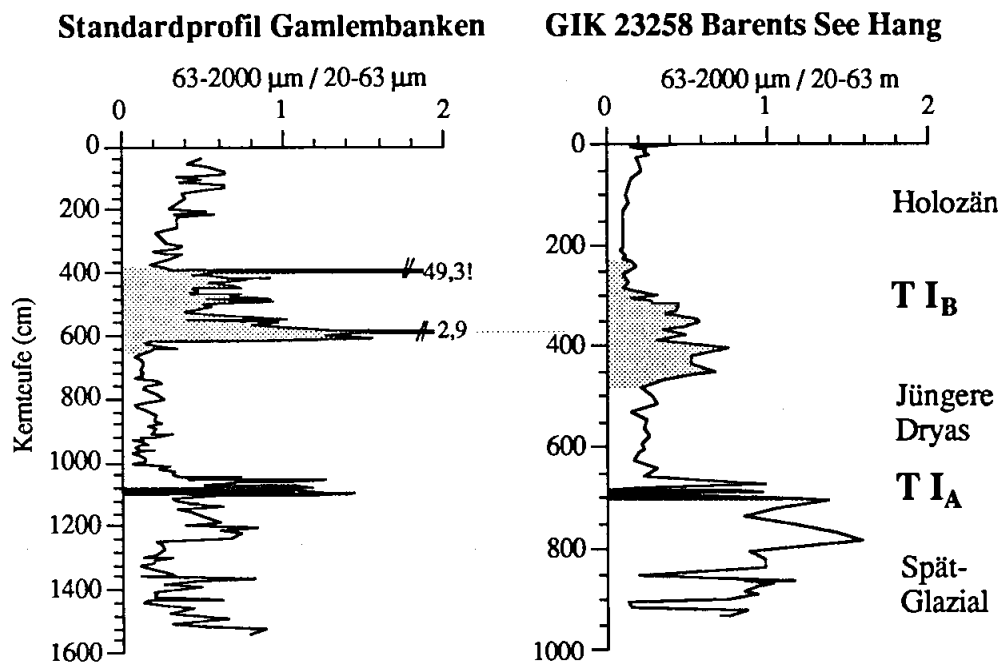


Abbildung 27: Hohe Sand/Grobsilt-Quotienten der Hochakkumulationssedimente korrelieren mit den Eisabschmelzphasen, den Terminationsstufen I_A und I_B . Die linke Kurve resultiert aus einer Kombination der Sedimentkerne GIK 23312 (oben) und GIK 23331 (unten). Die Raster markieren jeweils die Terminationsstufen I_A und I_B (s. Abb. 17, 18, 20).

Die vertikalen Verteilungsmuster der Feinkornfraktionen verlaufen überwiegend parallel zueinander (Abb. 21-25). Demgegenüber zeigen die Fraktionen des Grobkornes höhere Variationen in den Korngrößen-Verteilungen in allen untersuchten Sedimentkernen. Maßgebend dafür sind im wesentlichen die wechselnden Anteile des im Verlauf der Termination I ansteigenden Grobsiltes und der Sandgehalte (Abb. 27). Die lithogenen Partikel der Fraktion $> 2.000 \mu\text{m}$ korrelieren eindeutig mit der Sandfraktion (Abb. 21-25).

Für den **regionalen Vergleich** von Sedimentparametern wurden markante Sedimentlagen der Termination I herangezogen. Es sollte gezeigt werden, daß hohe Sandgehalte in den verschiedenen Sedimentkernen einen für das überschaubare Areal des Untersuchungsgebietes jeweils isochronen Parameter darstellen. Absolute Altersdatierungen standen nicht zur Verfügung. In einem nahezu hangnormal ausgerichteten Profil, in das alle fünf langen Sedimentkerne einbezogen wurden, von dem drei Kerne mit Sauerstoff-Isotopen datiert sind (Abb. 16-18), weist der Sandgehalt in GIK 23331 in 834 m Wassertiefe (südliche Sedimentationsrinne) und in GIK 23312 in 977 m Wassertiefe (nördliche Sedimentationsrinne) jeweils höhere Werte auf als in GIK 23218 im distaleren Sedimentations-Areal in 1.217 m Wassertiefe. Ein Vergleich von Oberflächenproben - Sandlagen aus der späten Termination I_B - des "proximalen Profils" mit dem "distalen Profil" kommt zu demselben Ergebnis (Abb. 28, unten). Die Gehalte schwanken zwischen GIK 23219 (35,25 Gew.%) und GIK 23312 (93,44 Gew.%) für die nur in GIK 23312, GIK 23219 und GIK 16343 enthaltene Quarzsandlage (Sandlage I, späte Termination I_B) um den Faktor 2,7. Die Sandlage III enthält in GIK 23312 6,4-mal mehr Sand als in dem nur weniger Kilometer entfernt und 19 m tiefer am Hang liegenden GIK 23219. Der ergänzende Gegenüberstellung verschiedener Quotienten (63-2.000 µm/20-63µm und 125-2.000 µm/63-2.000 µm, Abb. 28 unten) an Proben vergleichbarer, isotopischer Fixpunkte und der Quarzsandlage am Ende der Termination I_B, zeigen eine zwar nur schwache Sortierung von gröber (oberer Hang) zu feiner (unterer Hang). Die Sandgehalte der Chronozonen Bølling bis Jüngere Dryas liegen um fast eine Potenz niedriger liegen als die der anderen untersuchten Sandlagen. Dennoch kann auch hier derselbe Trend festgestellt werden (Sand IV, Abb. 28). Erst in den Horizonten V (Bølling) und VI (Ende der T I_A) nimmt die regionale Sortierung ab. In der Sandlage VI (T I_A) sind die Unterschiede in den Quotienten der Sandlagen trotz unterschiedlicher Sandgehalte nur minimal.

Geographische Positionen an der Außengrenze der Terminationssedimente, wie z.B. die Kerne GIK 16343 und GIK 23219, sind weniger sandig als die zentralen Rinnenachsen, wo in der Termination I_B die höchsten Sandgehalte festgestellt werden können (GIK 23312, Abb. 28). Dafür sprechen ebenfalls die höchsten gemessenen Quotienten Grobsand/Feinsandverhältnis von 34,8 und Sand zu Grobsilt von 49,8 (Abb. 28). Vergleichbar hohe Sandquotienten konnten in den mittelmäßig bis schlecht sortierten, kiesigen Sanden der Restsediment-Fazies am mittleren und oberen Hang in Tiefen von 300 m bis ca. 600 m festgestellt werden [King et al. 1987; Rumohr im Druck]. In GIK 23224 in 470 m Wassertiefe besteht bei einem Sandgehalt von 83 Gew.% ein Sand/Grobsilt-Verhältnis von 54,8 für die Sandlage in der Termination I_B. Ähnliche Verhältnisse gelten für das Sandmaximum in der Termination I_A (Sand VI), das in GIK 23312 nicht mehr gekernt wurde, jedoch in GIK 16343 mehr Sand enthält, als nahe der nördlichen Kartiergrenze in GIK 23219 (Abb. 28). In den beiden Querprofilen kann ebenfalls eine hangparallele Sortierung festgestellt werden; im proximalen wie auch im distalen Ablagerungsraum sind höhere Sandgehalte und Quotienten in der jeweils linken Profilhälfte festzustellen.

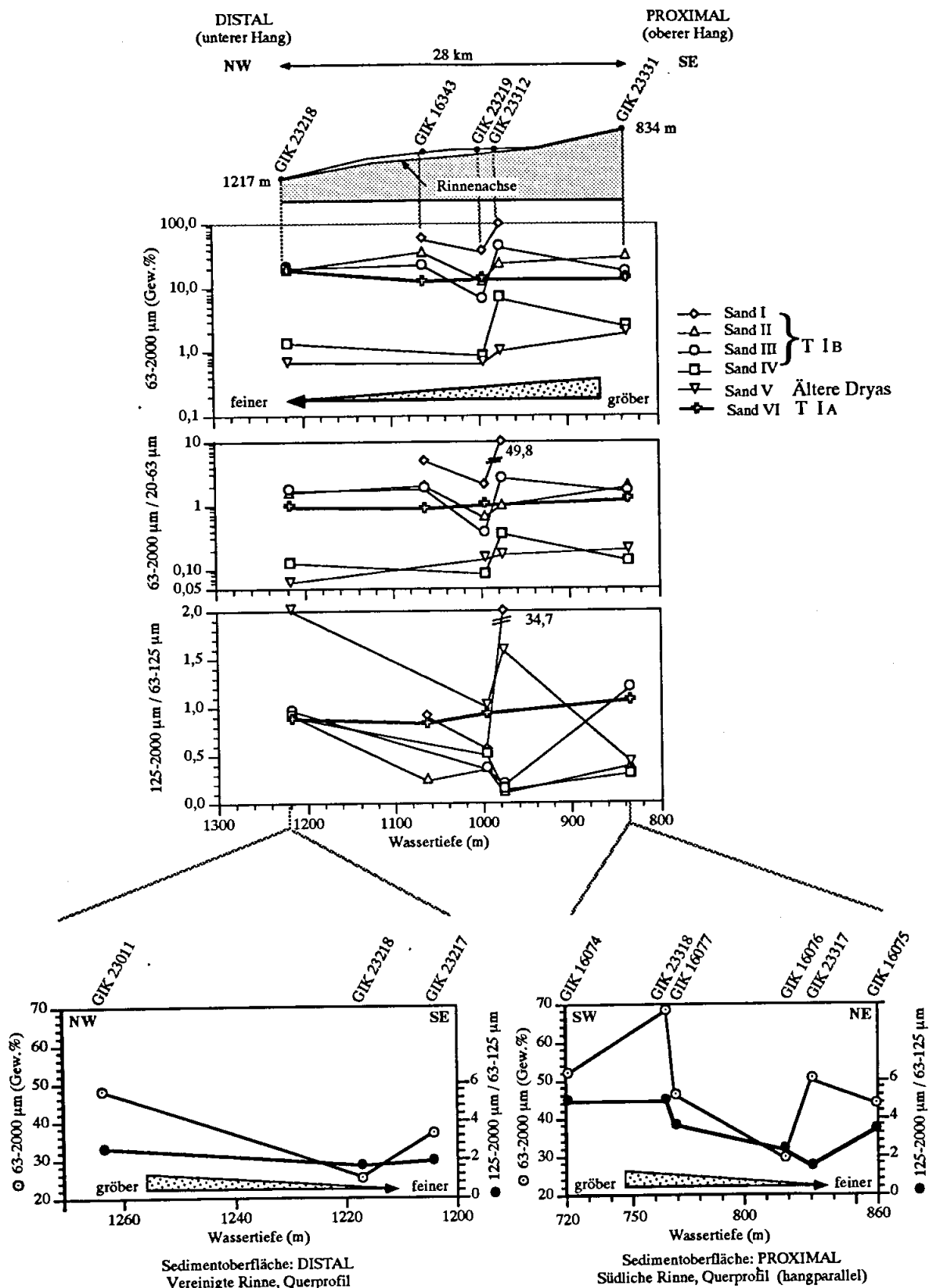


Abbildung 28:

Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken - hangnormales Profil. Sandgehalte und Korngrößen-Quotienten lithologischer Fixpunkte als Sortierungskriterium in den Terminationsedimenten der "unteren Einheit". Lage der Profile und Kernstationen siehe Abb. 9 c,d, Abb. 29.

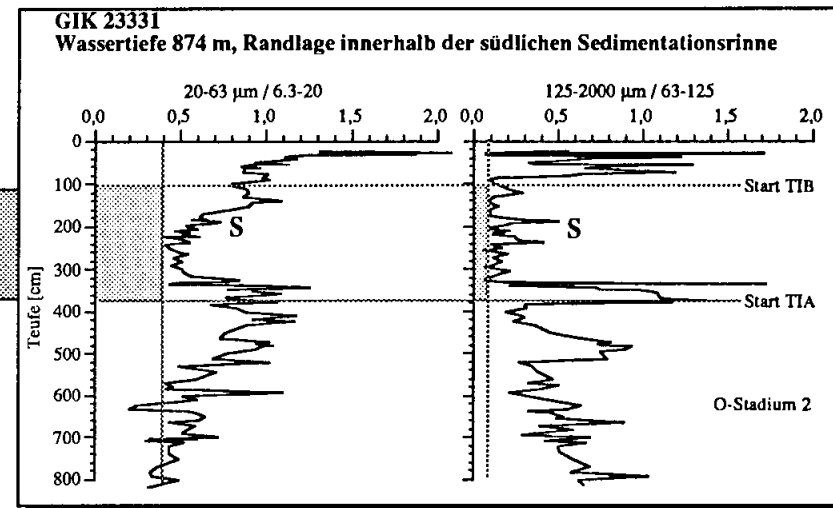
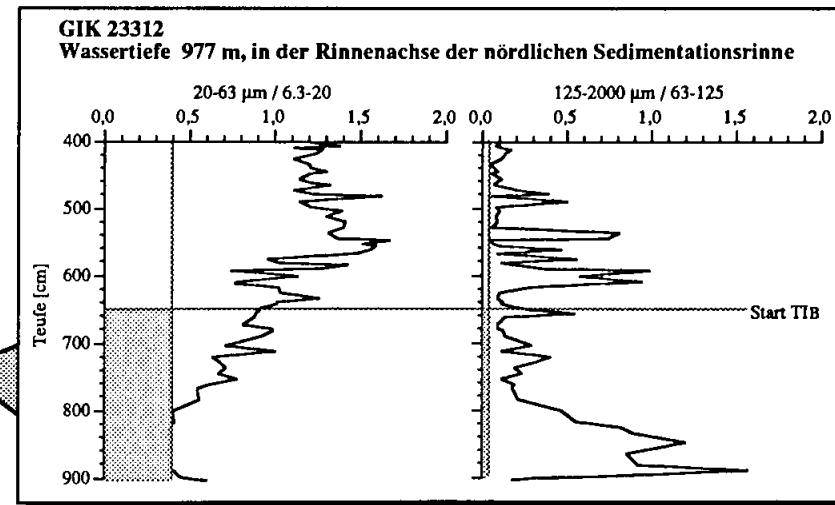
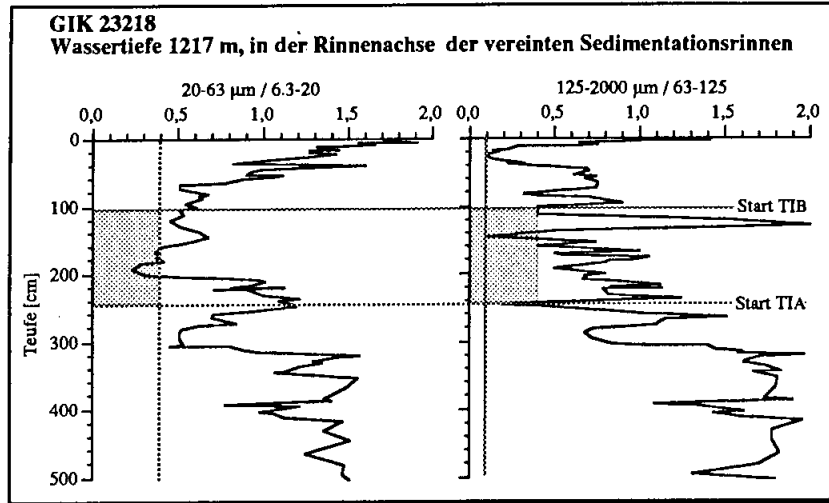
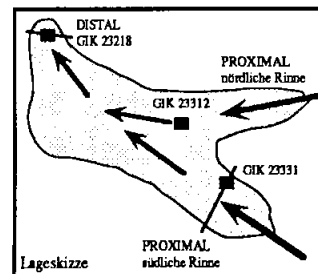


Abbildung 29:
Quotienten aus Sand- und Siltkorngrößenklassen ausgesuchter Sedimentkerne - aufgetragen gegen die Kernteufe - als Sortierungskriterium innerhalb der beiden Sedimentationsrinnen im Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken Hang. Kernpositionen und Kartiereinheit vergl. auch Abb. 9 c,d und Tab. 3.

Der Zeitraum zwischen TIA und TTB ist zum Vergleich jeweils gerastert dargestellt.



In den Grobfraktions-Kurven der Chronozonen Bølling bis Jüngere Dryas fehlen markante sedimentologische Fixpunkte, die einen regionalen Vergleich von Korngrößenparametern und damit eine Aussage über eine horizontale Gradierung zulassen würden. Daher wurden auch die Quotienten der Silt-Fractionen der Kerne GIK 23218, stellvertretend für den "distalen" Sedimentationsbereich am unteren Ende der kartierten Terminationssedimente, sowie GIK 23331 und GIK 23312 mit einbezogen, die den "proximaleren" Ablagerungsbereich innerhalb der südlichen und nördlichen Rinne repräsentieren. Die Grobsilt/Feinsilt-Quotienten in den proximalen Sedimentkernen GIK 23312 und GIK 23331 liegen zwischen den beiden Terminationsstufen deutlich höher als im distalen Sedimentkern GIK 23218 (Abb. 29). In diesem Quotient ist in allen drei Kernen ausgehend von einem Minimum nach der Termination I_A ein ansteigender Trend zu erkennen. Die Sandgehalte werden bei überwiegend niedrigen Anteilen vom Grobsand dominiert. Die außergewöhnlich hohen Sandquotienten Grobsand/Feinsand bis 1,7 (720 cm-900 cm Kernteufe in GIK 23312) gehen auf benthische Kalkschaler wie Foraminiferen und Bivalven zurück, die ganzschalig erhalten sind und z.T. regelmäßig, überwiegend jedoch unregelmäßig eingeordnet sind, wie in den Radiographien erkennbar ist. In GIK 23218 konnte dieses ebenfalls beobachtet werden, nicht jedoch in GIK 23331, in dem einzelne Sedimenthorizonte nur um maximal 0,4 von einem Niveau um 0,1 im Grobsand-/Feinsand-Quotienten abweichen.

In GIK 17701 vom **Røstbanken-Hang** dominieren die Korngrößen-Fractionen < 6,3 µm mit maximal 80 Gew.% (Abb. 30). Der Fein- und Grobsilt-Gehalt schwankt jeweils zwischen 10 Gew.% und 20 Gew.%. Der unruhige Kurvenverlauf aller Korngrößenklassen im obersten Kernmeter spiegelt die unterschiedlichen Sedimentations-Verhältnisse in der Termination I wider. Im Gegensatz zu Gamlembanken-Hang und dem Barents See-Hang finden sich in den geringmächtigen Sedimenten der Epochen Bølling bis Jüngere Dryas hohe Sandgehalte bis 30 Gew.% und IRD. Zwischen 220 cm und 410 cm sowie zwischen 400 cm bis 440 cm gliedern Bereiche mit hohen Feinkornanteilen bis zu 90 Gew.% an der Fraktion < 20 µm und ein sandiger Bereich mit maximal 30 Gew.% das Sedimentprofil. Die Sedimente vor Røstbanken sind mit dominierenden siltigen Tonen und geringen Sandgehalten in ihrer mittleren Zusammensetzung vergleichbar den Terminationssedimenten vom Gamlembanken-Hang (Abb. 26). Das Oberflächensediment der "Terrasse" ist mit 45 Gew.% Sandgehalt (GIK 16081) deutlich gröber als in GIK 16080 (30 Gew.%) und am Top von GIK 17701 (10 Gew.%).

Die Sedimente in GIK 23258 (Abb. 31) aus dem Sedimentationsmaximum des Hochakkumulationsgebietes **Barents See-Hang** zeigen eine in weiten Teilen gleichlaufende Korngrößenverteilung im Verlauf der Termination I wie im Standardprofil Gamlembanken: zu Beginn der Terminationsstufen weisen sie jeweils etwa 10 Gew.% Feinsand und Grobsand auf, der im Holozän bis unter 10 Gew.% abfällt. Von etwa 80 Gew.% im Glazial nimmt die Fraktion < 6,3 µm stetig bis zum Start der Termination I_B ab, um sich bis zum Top des Sedimentkernes bei etwa 60 Gew.% einzupendeln. Die Kurven der Fraktionen > 20 µm verlaufen bis auf wenige Abweichungen durchweg parallel zueinander.

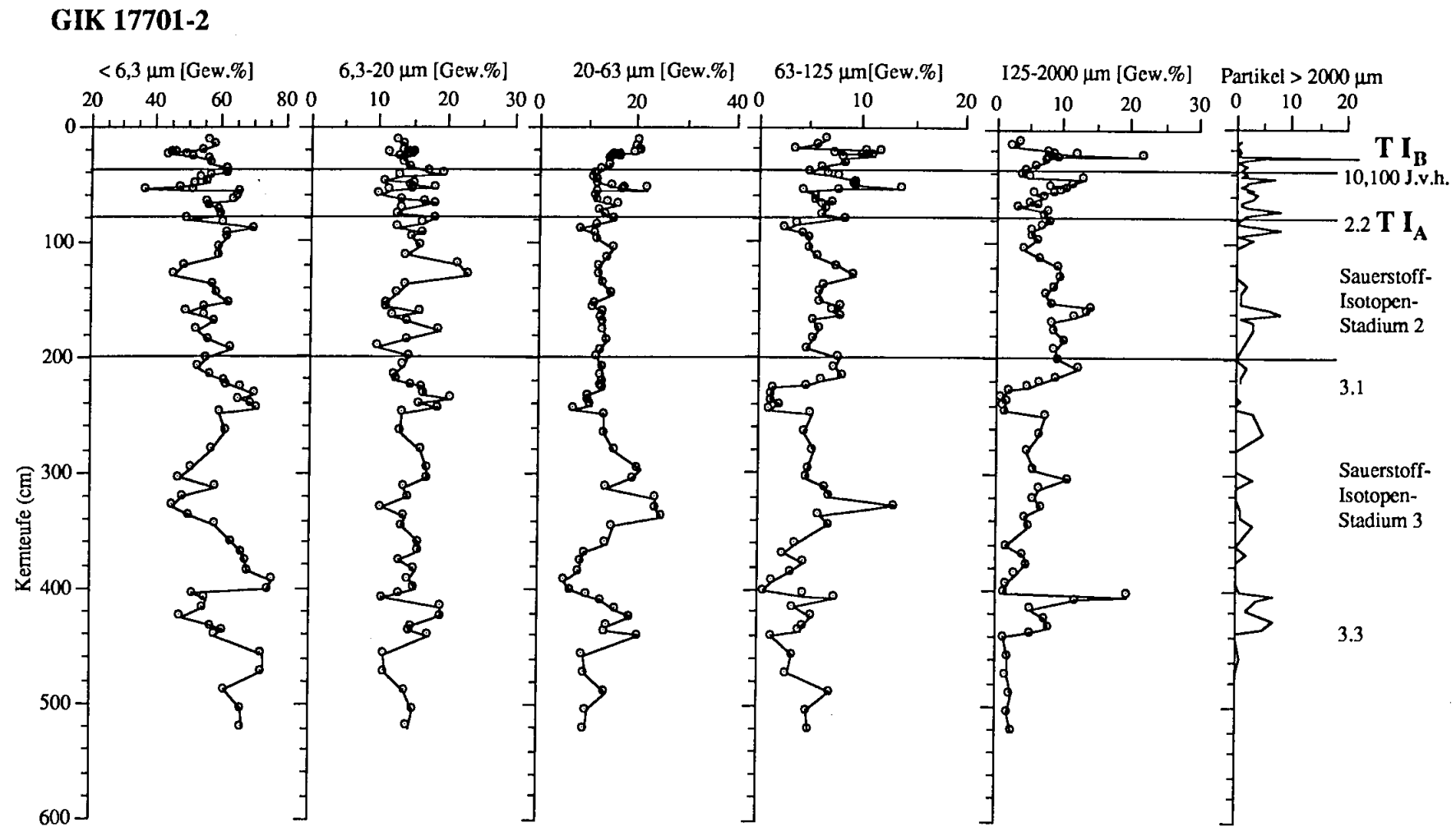


Abbildung 30:

Korngrößen-Verteilung des Sedimentkernes GIK 17701, aufgetragen gegen die Kerntiefe. Eingetragen sind Grenzen der Sauerstoff-Isotopen-Stadien (s. Abb. 19).

GIK 23258-2/3

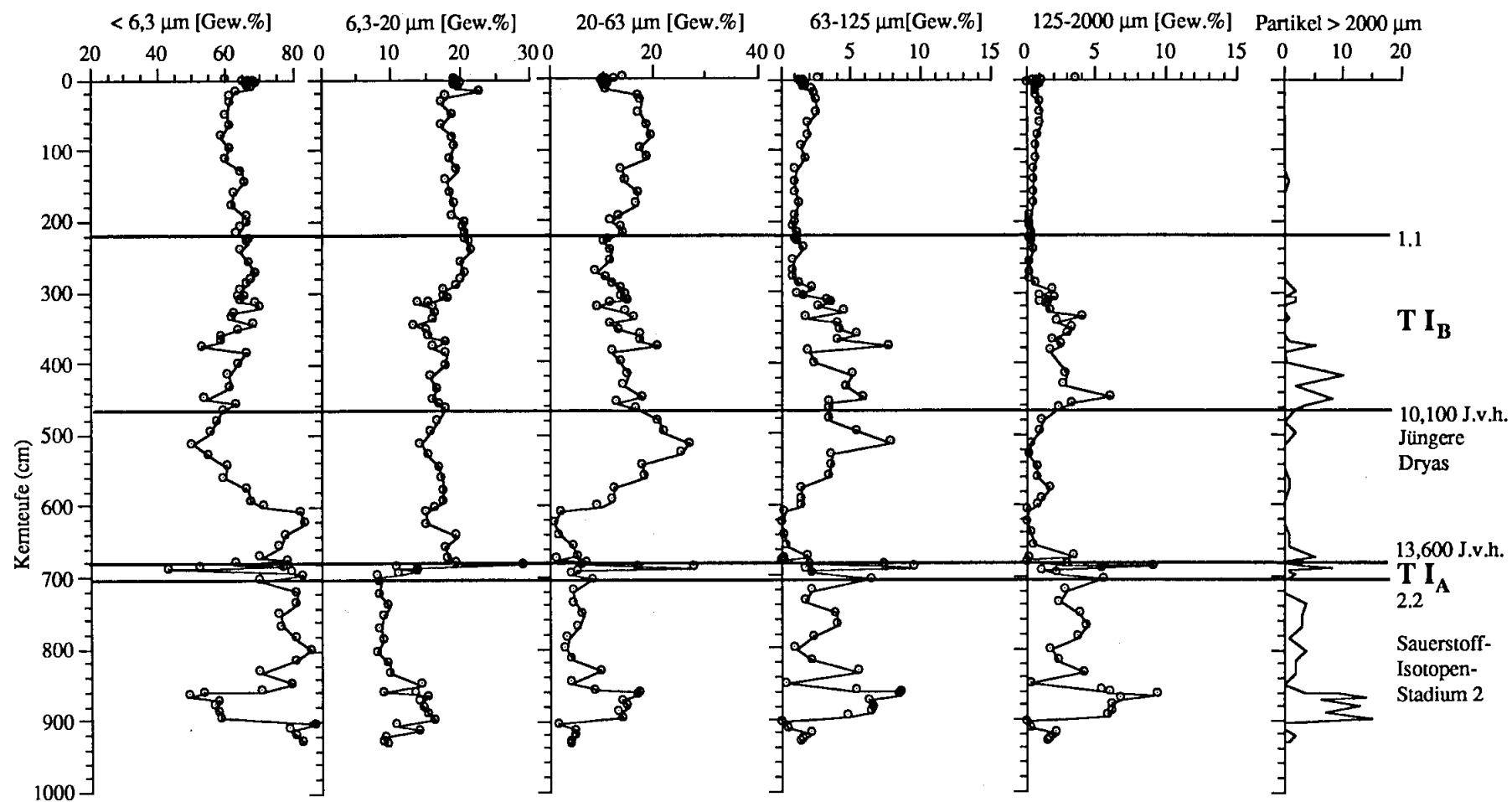


Abbildung 31:

Korngrößen-Verteilung des Sedimentkernes GIK 23258, aufgetragen gegen die Kernteufe. Die Sauerstoff-Isotopen-Stadiengrenzen sind eingetragen (s. Abb. 20).

4.3.2. Sedimentationsraten

Die isotopischen Stadiengrenzen konnten aufgrund der guten Korrelation der Korngrößen-Verteilungskurven auch auf diejenigen Sedimentkerne übertragen werden, welche nicht mit Sauerstoff-Isotopen-Kurven datiert waren. Dies ermöglichte die Berechnung von Sedimentationsraten an allen langen Kernen vom Gamlembanken-Hang. Dafür wurden Altersdaten aus den vom Vøring-Plateau stammenden Sedimentkernen GIK 23071-2/3 und GIK 23074-1 verwendet. Diese gelten aufgrund ihrer vergleichsweise guten stratigraphischen Auflösung und ^{14}C -AMS-Alter als Datierungsgrundlage für die Termination I in der Norwegen See [Kassens 1990; Vogelsang 1990]. Für eine zeitliche Einstufung der Sedimente aus dem Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken wurden die markanten Sauerstoff-Isotopen-Events aus den Kernen GIK 23312 und GIK 23331 mit den Altern aus den korrigierten ^{14}C -AMS-Messungen korreliert (s. Abb. 3, S. 11). Die holozänen Oberflächensedimente im Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken wurde aufgrund ^{210}Pb -Altersbestimmungen (GIK 16340) als rezent eingestuft [Rumohr im Druck].

Tabelle 7: Lineare Sedimentationsraten [cm/ky] in den Untersuchungsgebieten aus der Korrelation von mit ^{14}C -AMS-datierten Sauerstoff-Isotopen-Ereignissen benachbarter Kerne (*) vom Vøring-Plateau [Vogelsang 1990]. Zum Vergleich die aus ^{230}Th -Akkumulation umgerechneten LSR (**) für Oberflächensedimente im Europäischen Nordmeer aus Paetsch [1991]. Sedimente jünger als das Isotopen-Substadium 1.1. sind als Post-Boreal gesetzt.

	Post-T I _B [cm/ky]	T I _B [cm/ky]	JD-A-B [cm/ky]	T I _A [cm/ky]	Glazial [cm/ky]
GIK 16343	35,06	121,33	19,43	23,08	k.A.
GIK 23312	43,84	182,67	228,62	---	k.A.
GIK 23331	---	136,12	72,00	18,46	k.A.
GIK 23218	---	98,46	33,71	18,46	k.A.
GIK 23219	18,84	34,00	22,57	9,23	k.A.
GIK 17701	---	29,67	5,71	16,0	6,90
GIK 23258	25,58	163,33	62,00	17,69	k.A.
GIK 23071*	6,67-10,22		9,24		10,8-37,04
GIK 23074*	---	13,33	29,14	44,62	11,57
Oberflächen-Proben **:	0,87-6,58				

Die vor Gamlembanken ermittelten LSR (Tab. 7) haben analog zu ihrer Mächtigkeitsverteilung (Abb. 9 c,d, S. 36) ein Maximum im Zentrum der holozänen Sedimentabfolgen bzw. in der Rinnenachse der unteren, sedimentechographischen Einheit von 44 cm/ky für Post-Terminations-Sedimente, 183 cm/ky für die Termination I_B und 229 cm/ky für den Zeitraum Bølling-Ältere Dryas-Allerød-Jüngere Dryas. In Richtung auf die äußere Grenze der Kartiereinheit nehmen die LSR innerhalb weniger Kilometer stark ab. Die lokal hohen Sedimentationsraten der Terminationssedimente bestehen überwiegend aus feinkörnigen Sedimenten der Fraktion < 6,3 µm (Abb. 32). In den Epochen Bølling bis Jüngere Dryas beträgt der Anteil dieser Fraktion an der Gesamt-Sedimentationsrate 64% in GIK 16343 bzw. bis zu 72,4% in GIK 23219.

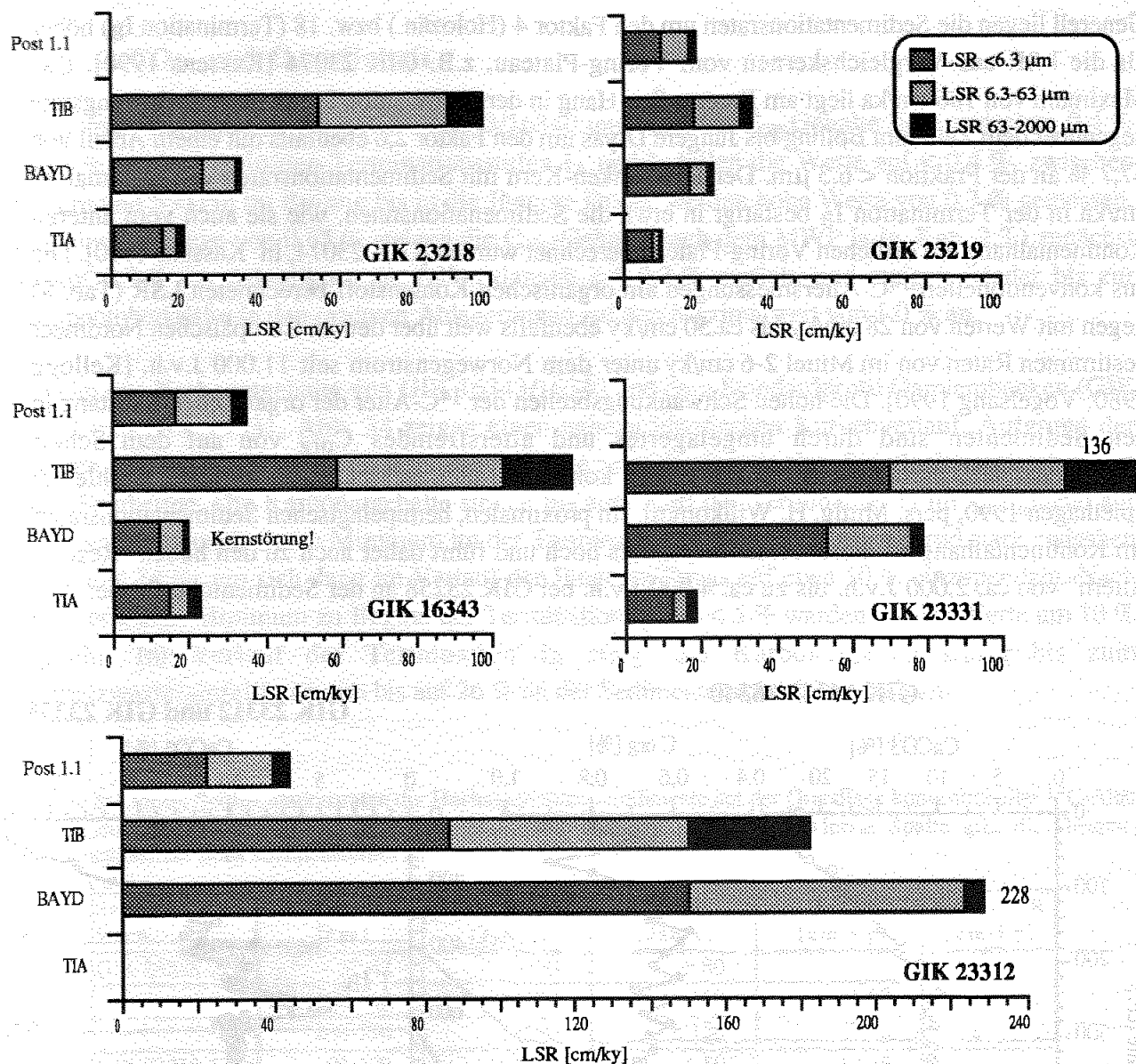


Abbildung 32: Lineare Sedimentationsraten in Sedimentkernen aus dem Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken-Hang. Die höchsten Raten werden in der Termination I und im Holozän werden aus feinkörnige Sedimente gebildet.

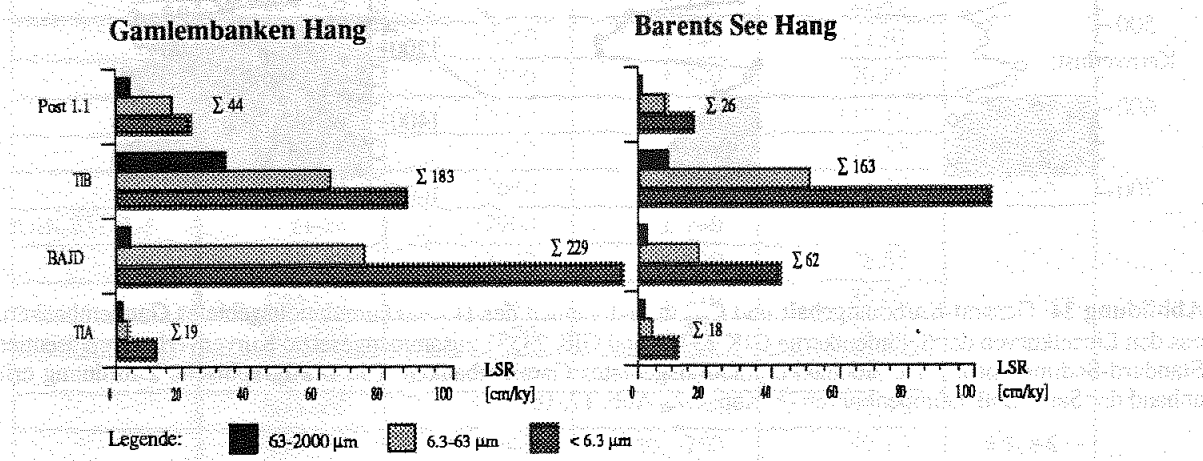


Abbildung 33: Gegenüberstellung von Zeitscheiben-Sedimentationsraten der Hochakkumulationsgebiete Gamlembanken Hang und Barents See Hang. Während am Kontinentalhang vor Mittelnorwegen die höchsten Raten in Bølling bis Jüngere Dryas gemessen werden, liegt am Barents See Schelf das Maximum erst in der Termination IB.

Generell liegen die Sedimentationsraten um den Faktor 4 (Holozän) bzw. 18 (Termination I_B) höher als die LSR aus Vergleichskernen vom Vøring-Plateau, z.B. GIK 23074 [Kassens 1990]. Das Maximum von 186 cm/ka liegt am Barents See-Hang in der Termination I_B mit einer Steigerungsrate gegenüber dem Zeitraum Bølling bis Jüngere Dryas um den Faktor 2,6 ebenfalls mit einem Anteil von 67,7 % an der Fraktion < 6,3 µm. Der Røstbanken-Kern mit Sedimentationsraten von maximal 30 cm/ka in der Termination I_B bestätigt in etwa die Sedimentationsraten, wie sie auch vom unteren Kontinentalhang am östlichen Vøring-Plateau berechnet wurden [GIK 23074, in Kassens 1990]. Die aus konventionellen ¹⁴C-Altersmessungen am organischen Kohlenstoff berechneten LSR (Tab. 8) liegen mit Werten von 28 cm/ky bis ca. 50 cm/ky ebenfalls weit über den im Europäischen Nordmeer bestimmten Raten von im Mittel 2-6 cm/ky unter dem Norwegenstrom seit 11.000 J.v.h. [Kellogg 1980; Vogelsang 1990]. Die hohen Schwankungsbreiten der ¹⁴C-Alter der organischen Substanz in den Sedimenten sind durch umgelagertes und altersfremdes C_{org} von auf dem Schelf ausstreichenden, mesozoischen und tertiären kohleführenden Schichten zu erklären [Köhler & Spielhagen 1990; pers. Mittlg. H. Willkomm]. Im proximalen, hemipelagischen Sedimentationsraum am Kontinentalhang ist dieser Anteil besonders hoch und führt daher auch zu den hohen "Rezent-Altern" von ca. 2.000 J.v.h. bis zu ca. 4.000 J.v.h. bei GIK 23258 an der Sedimentoberfläche.

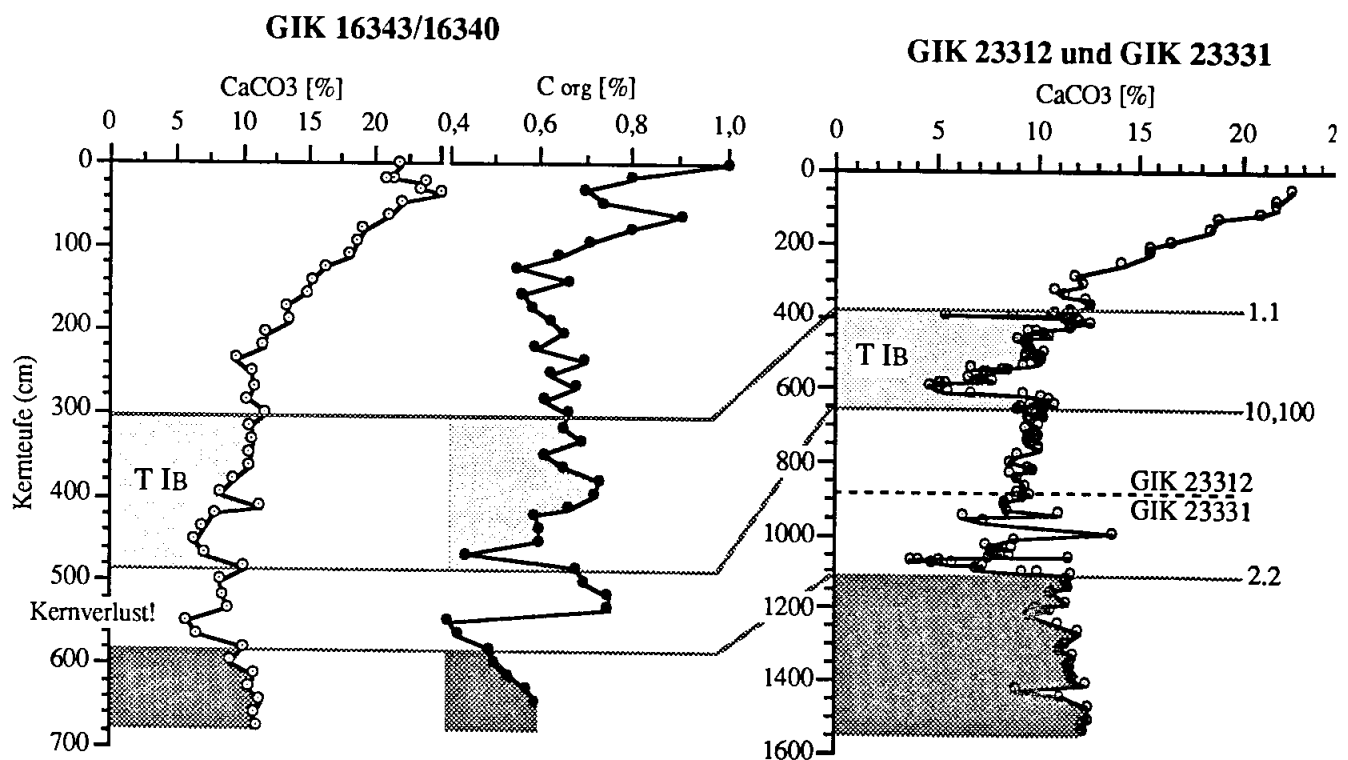


Abbildung 34: Gesamt-Karbonatgehalt und C_{org} in Sedimenten des Hochakkumulationsgebietes Gamlembanken. Der aus den Einzelkurven der Sedimentkerne GIK 23312 und GIK 23331 zusammengesetzte Kurvenverlauf repräsentiert das Standard-Sedimentprofil des Hochakkumulationsgebietes Gamlembanken. Die stratigraphische Zuordnung erfolgte anhand der Sauerstoff-Isotopenkurven (s. Kap. 4.2., Abb. 17, 18).

4.3.3. CaCO₃- und C_{org}-Gehalt

Die Schwankungsbreite der in GIK 16343/16340 untersuchten C_{org}-Gehalte liegt zwischen 0,4 % und 1 % (Abb. 34). In den Terminationsstufen I_A und I_B fallen die Werte auf < 0,4 %, zwischen 520 cm und 550 cm im Bølling bis in die Jüngere Dryas, werden hohe Werte von 0,7 % gemessen. Von einem Plateau von 0,65 % steigen die C_{org}-Gehalte nach dem MWP I_B (s. Kap. 2.3.) zunächst bis auf 0,9 % im Atlantikum an, fallen danach auf 0,7 % zurück, und steigen wieder bis zur Sedimentoberfläche in den rezenten Ablagerungen auf den Maximalwert von 1,0 % an.

Die Gesamt-Karbonatgehalte von GIK 16343/16340 und dem Standardprofil Gamlembanken (GIK 23312 und GIK 23331, Abb. 34 zeigen einen nahezu identischen Kurvenverlauf. Aufgrund der höheren Auflösung und engeren Beprobungsdichte zeigt das Standardprofil jedoch vergleichsweise mehr Feinheiten. Die Karbonatgehalte sinken bis zum Start der Termination I_A im Spätglazial auf 12 %, variieren nach einem Minimum im der Termination I_A im Bølling bis Allerød stark zwischen 6,5 % und 14 %, um sich dann im Verlauf der Jüngerer Dryas auf etwa 10 % einzupendeln. Nach einem erneuten Minimum zu Beginn der Termination I_B mit < 5 % werden wieder Werte um 10 % erreicht. Im Verlauf der Termination I_B steigt der Karbonatgehalt stufig bis zum Schmelzwassergipfel I_B an, um bis auf 26 % an der Sedimentoberfläche zu steigen.

Tabelle 8: Lineare Sedimentationsraten der Hochakkumulationsedimente auf der Grundlage konventioneller ¹⁴C-Alter des organischen Kohlenstoffs (Messung: ¹⁴C-Labor, Universität Kiel). Die letzte Spalte gibt die Gesamt-Sedimentationsrate eines Sedimentkernes an.

Sediment-Kern	Teufe [cm]	¹⁴ C-Alter [Jahre]	Fehler [Jahre]	LSR [cm/ky]	Kern-LSR [cm/ky]
GIK 23258-2	32-42	5520	± 80	–	28,27
	160-168	11380	± 160	21,67	
	288-296	14590	± 150	39,88	
GIK 23312-1	95-108	3470	± 50	57,26	49,25
	218-232	5520	± 55	60,00	
	302-310	8050	± 100	32,02	
	394-403	12390	± 100	21,43	
	412-421	10840	± 140	-11,61	
	556-560	12830	± 520	70,85	
	580-588	13050	± 170	118,18	
	688-696	16970	± 310	27,55	
	796-804	17640	± 320	161,19	
GIK 23331-1	21-24	12900	± 240	–	44,46
	35-40	13420	± 220	28,85	
	120-125	14420	± 210	85,00	
	200-225	17570	± 320	28,57	
	400-406	23880	± 700	30,11	
	600-608	26410	± 750	79,45	
	800-820	30600	+830, -750	49,16	

4.4. Ozeanographie und nepheloide Schichten

Auf der Suche nach dem Liefergebiet und den am Sedimenttransport beteiligten ozeanographischen Prozessen, die im Verlauf geologischer Zeiträume zur Entstehung mächtiger Sedimentabfolgen in den Hochakkumulationsgebieten geführt haben, wurden die Hydrographie und die nepheloiden Schichten über den Arbeitsgebieten am Kontinentalhang und am äußeren Schelf in einer quasi-synoptischen Meßreihe regional kartiert. Neben zwei Langzeit-Bodenstrom-Verankerungen am Kontinentalhang vor Gamlembanken, mit denen der Nachweis hochenergetischer Bodenströme als ein möglicher Advektionsprozeß für die Hochakkumulation gelingen sollte, erwiesen sich die Voruntersuchungen mit CTD-Sonde und dem Transmissiometer im Sommer 1990 [s. Tab. 3, Gerlach & Graf 1990] bei der Interpretation der Ergebnisse als nützlich, die von $66^{\circ}30'N$ bis $75^{\circ}20'N$ entlang des norwegischen Kontinentalhanges während der Poseidon-Reise im Februar/März 1991 erarbeitet wurden.

Gamlembanken-Hang (Abb. 35): In den hangnormal ausgerichteten, hydrographischen Schnitten (Poseidon 181-300 bis 340) läßt die **Vertikalverteilung** der Parameter Temperatur, Salinität, Dichte und Attenuation die allgemeine Struktur der Wassermassenschichtung im südlichsten Vermessungsgebietes zum Ausdruck kommen. Mit Temperaturen von $> 5^{\circ}C$ und Salinitäten von $S > 35,00$ als Merkmalsgrenze [Swift 1986], werden die Oberflächen-wassermassen oberhalb von 400 m Wassertiefe im Bereich von Gamlembanken vom Norwegen Strom (NAW) dominiert (Abb. 36 a-e). Unterhalb der thermohalinen Grenzschicht weist der bis $-1,0^{\circ}C$ kalte Tiefenwasserkörper des NSDW einen Salzgehalt von $S < 34,83$ und eine Dichte von $\sigma_t > 28,00$ auf. Das in seinem Kern im März noch $7,2^{\circ}C$ warme und salzreiche ($S=35,10$) NAW mit einer Dichte von $\sigma_t=27,45$ bis $27,50$ ist durch einen internen, wellenförmigen Verlauf der Isothermen und Isohalinen gekennzeichnet, die unterhalb von 400 m zunehmend enger geschaart sind. Dieses besondere Merkmal auch innerhalb der Grenzschicht zum Tiefenwasserkörper (NSDW) wird in dem bis auf das Vøring-Plateau hinausreichende Profil Gamlem-D mit vertikalen Schwankungsbreiten bis zu 120 m der 0° -Isotherme besonders deutlich. Auf einer Entfernung von ca. 80 km zwischen Station 320 und 318 taucht die $6^{\circ}C$ -Isotherme von der Oberfläche in eine Wassertiefe von 450 m ab (Abb. 36 c). Nur 24 Stunden vorher waren etwa 10 sm nordöstlich, diese Variationen nicht erkennbar (Abb. 36 b).

Die ungleichmäßige, kleinregionale Verteilung der hydrographischen Parameter in verschiedenen Tiefenstufen über dem Kontinentalhang wird auch in den **Horizontalschnitten** deutlich. Im folgenden wird dies am Beispiel der Temperatur aufgezeigt, wobei vergleichbare Verteilungen auch mit dem Salzgehalt oder der Dichte zustande kommen (Abb. 37 b-f). Im NAW in 200 m Wassertiefe sind bei Temperaturdifferenzen von $1^{\circ}C$ mehr oder weniger kreisförmige Strukturen zu erkennen, die über dem Schelf jeweils wärmere Wassermassen repräsentieren ($> 7^{\circ}C$), unterhalb der 1.200 m Isobathe am Kontinentalhang aber auch kältere Zonen darstellen (Abb. 37 b). Diese Verteilung ändert sich in 400 m Wassertiefe (Abb. 36 c). Hier existiert, abweichend von dem etwa hangparallel ausgerichteten hohen Temperatur-Gradient von warm (Schelf, $6,2^{\circ}C$) zu kalt (Vøring-Plateau, $2,2^{\circ}C$), zwischen $67,0^{\circ}N$ und $67,1^{\circ}N$ eine kühlere, hangnormal ausgerichtete Struktur, die auch im 600 m-Horizontalschnitt vorhanden ist (Abb. 36 d). Unterhalb einer Wassertiefe von 800 m im NSDW werden die Temperaturgradienten mit Differenzen $< 0,3^{\circ}C$ generell schwächer, doch die scheinbar vom Kontinentalhang topographisch kontrollierte Temperatur-Anomalien bleibt bestehen.

Die Attenuations-Messungen um Gamlembanken belegten generell schwächere Trübungswerte als in den anderen untersuchten Gebieten (Abb. 37 b-e). Das Minimum liegt mit 14 %/m im Kern des NAW. Auf dem Schelf, über Gamlembanken selbst, wurden auch 17 %/m in den obersten Metern der Deckschicht (NCC), jedoch keine erhöhte Attenuation am Boden gemessen (Abb. 36 a). In allen Profilen nimmt die Attenuation unterhalb von 700 m Wassertiefe stetig, aber regional unterschiedlich stark zu, und hat ihr Maximum mit Werten von 17 %/m bis 21 %/m zwischen 800 m und 900 m Wassertiefe über dem Kontinentalhang.

Die regionale Vermessung der Region um Gamlembanken ergänzten die Meßreihen zweier **Langzeit-Bodenstrom-Verankerungen** der Monate April-Oktober aus dem Jahr 1986 (Positionen s. Abb. 35 und Tab. 4). In den unterschiedlich langen Zeitserien (41 bzw. 141 Tage) können in jeweils 5 m über dem Boden langperiodische Schwankungen in der T-S-Charakteristik der Wassermassen beobachtet werden, die von jeweils unterschiedlich starken Strömungsgeschwindigkeiten und einer bis zu 2 Tage andauernden Umkehr der Strömungsrichtung begleitet werden. In der Meßreihe Træna 1 werden im Abstand von 9 bis 12 Tagen warme, salzreiche Phasen von kühleren und salzärmeren Zeiten unterbrochen (Abb. 38).

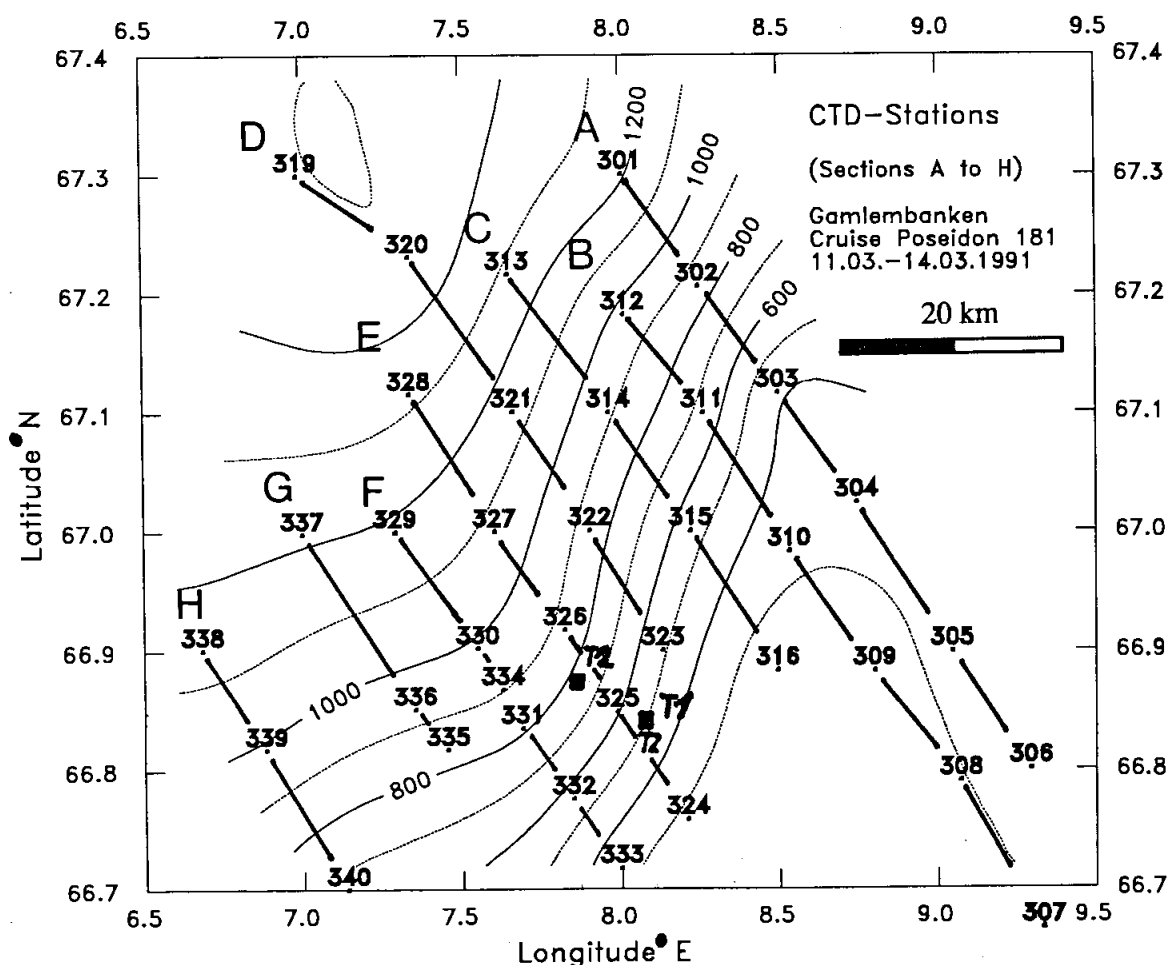


Abbildung 35 : Skizzierte Bathymetrie und CTD-Stationen Poseidon 181-300 bis 181-340 (Tab.im Anhang A-08) der Meßbox Gamlembanken (s. Abb. 1, S.4). Bodenstromverankerungen: T1 (Træna 1). T2: Træna 2)

Abbildung 36 a

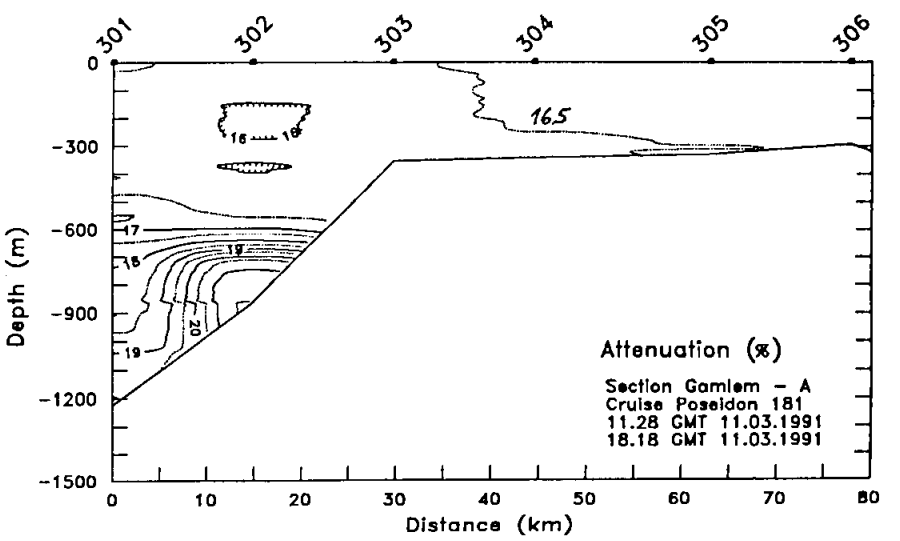
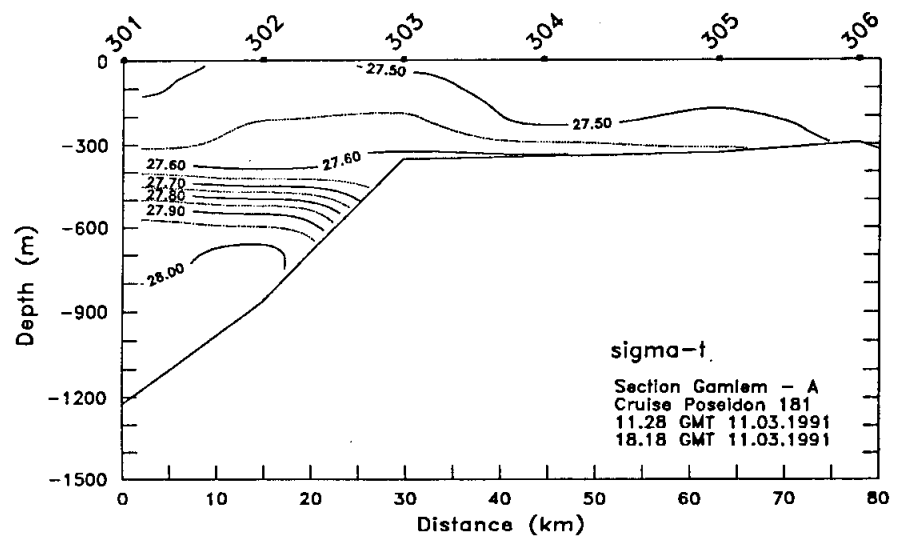
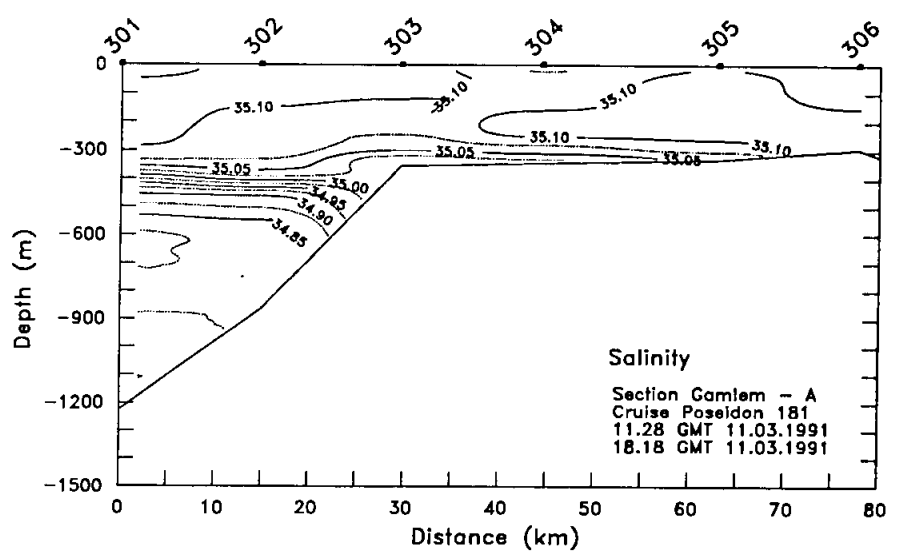
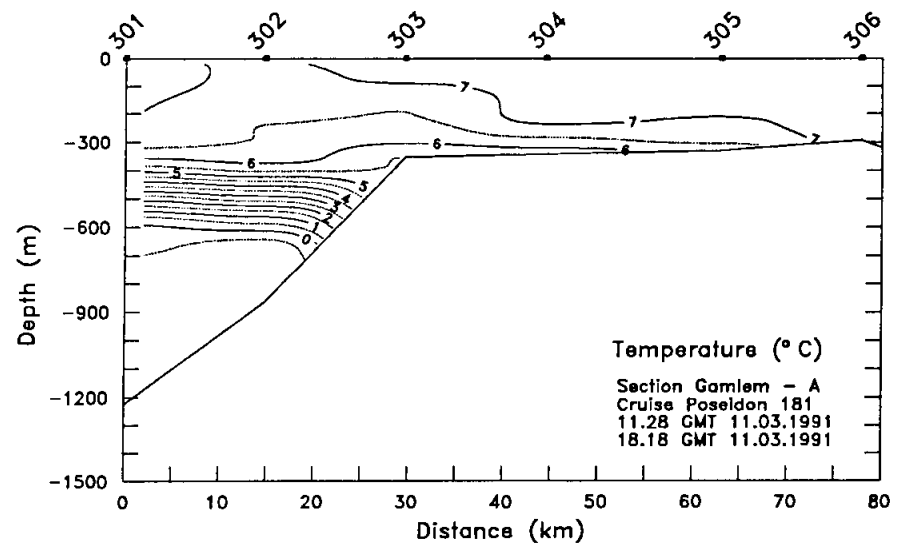
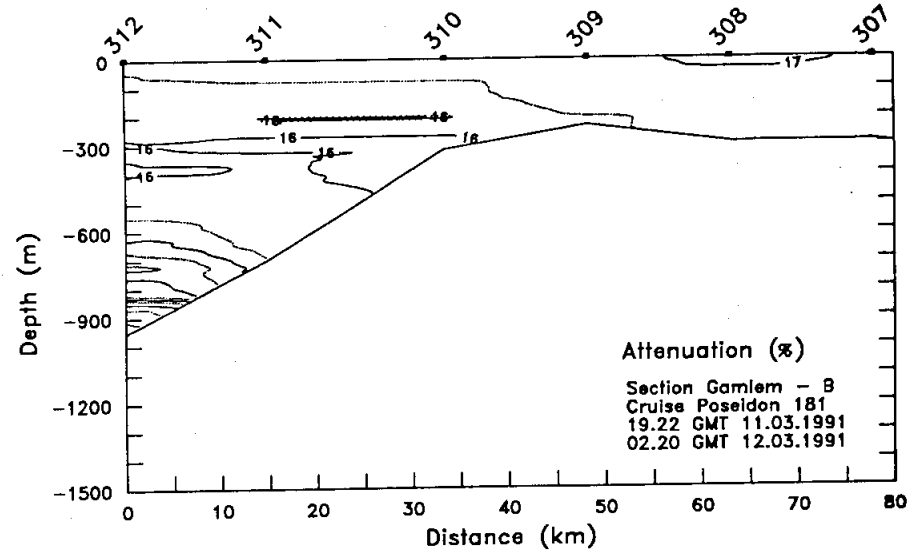
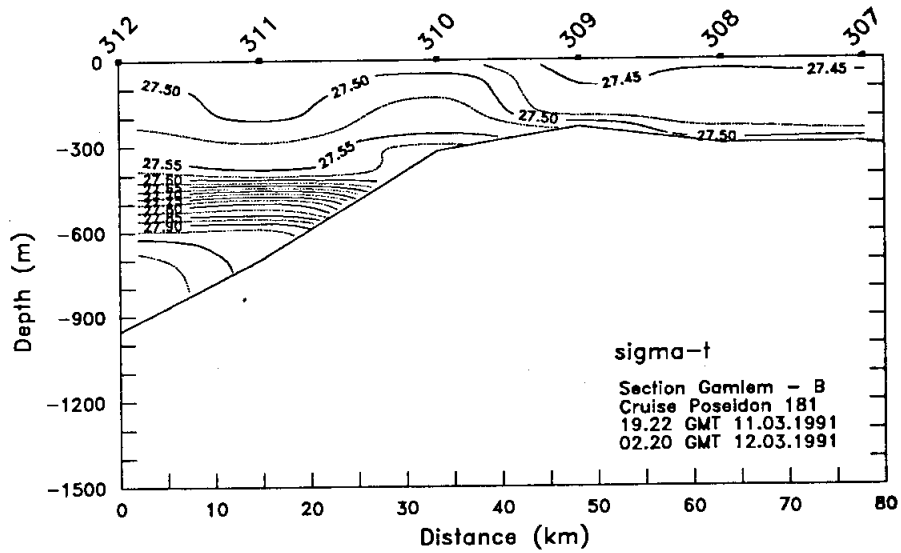
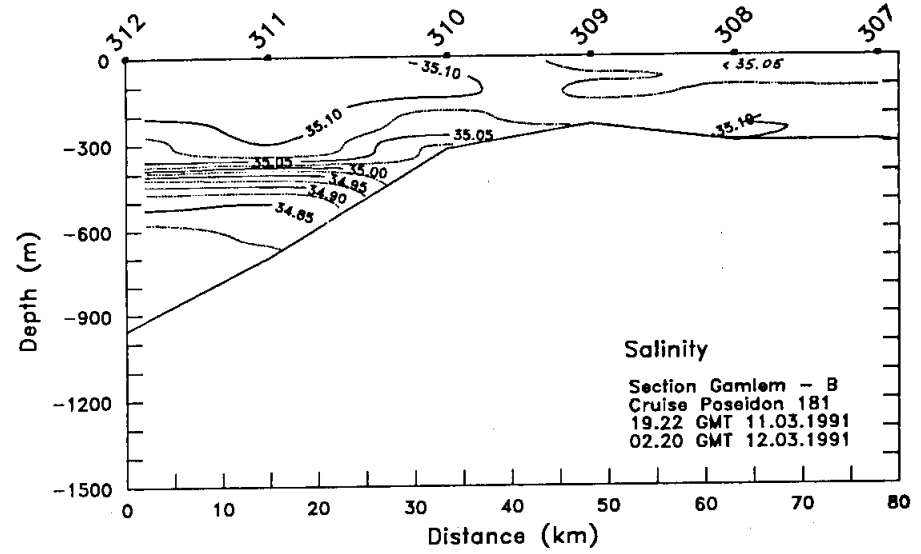
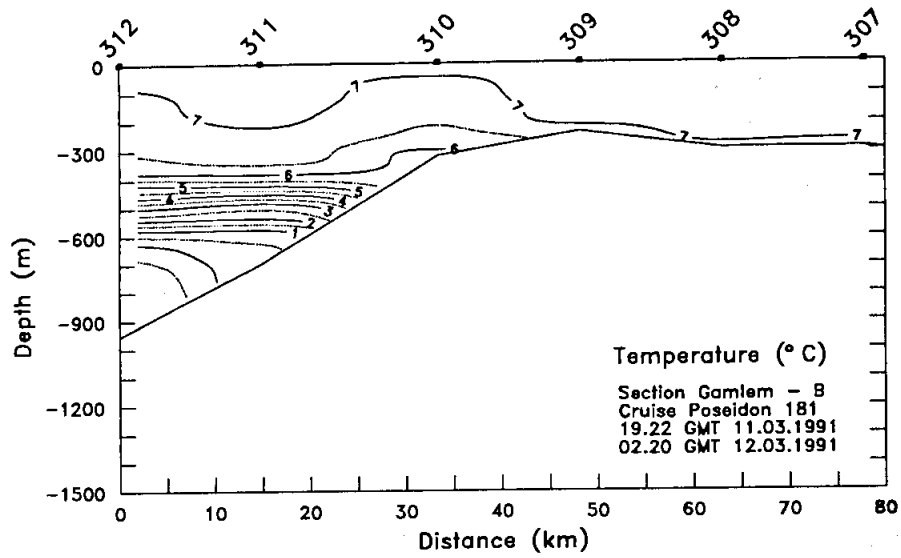


Abbildung 36 b



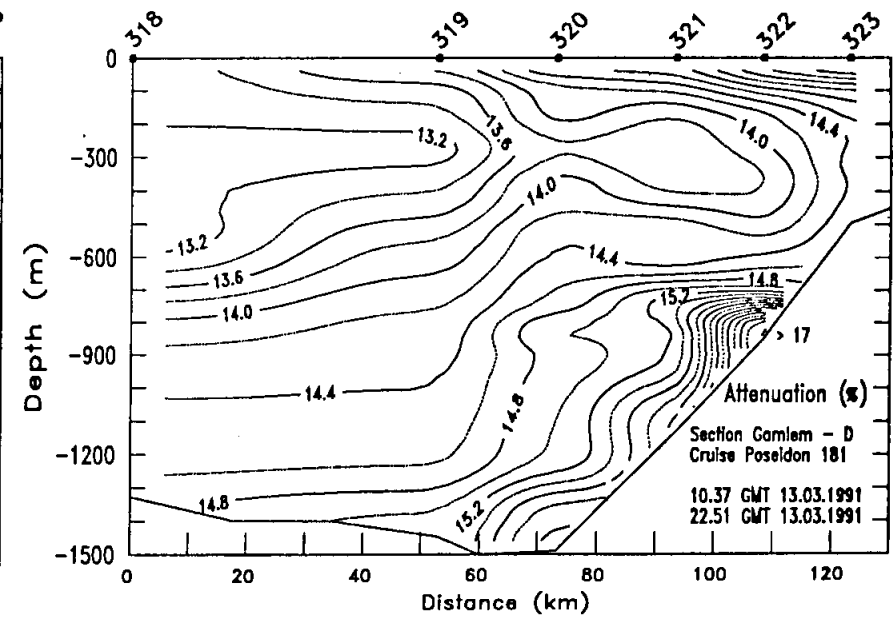
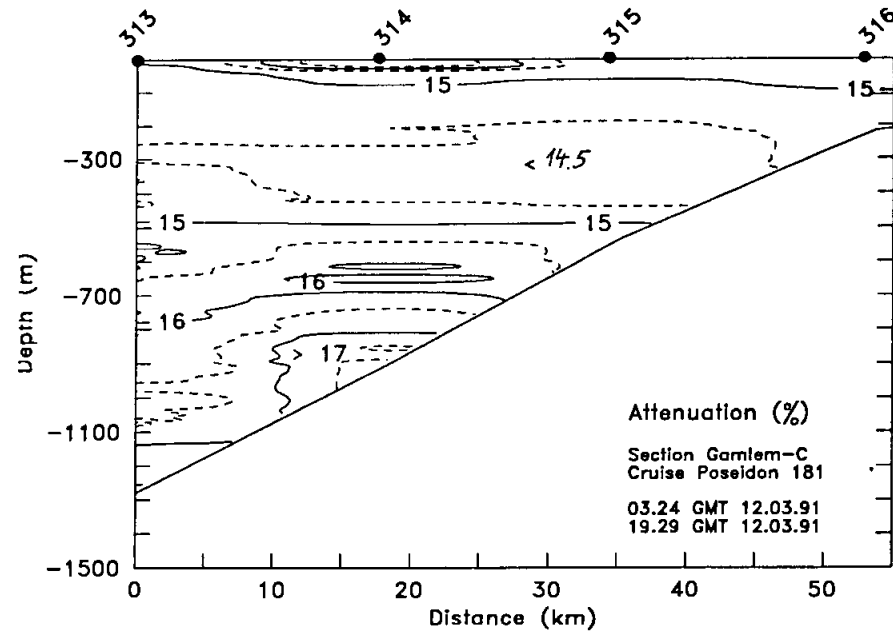
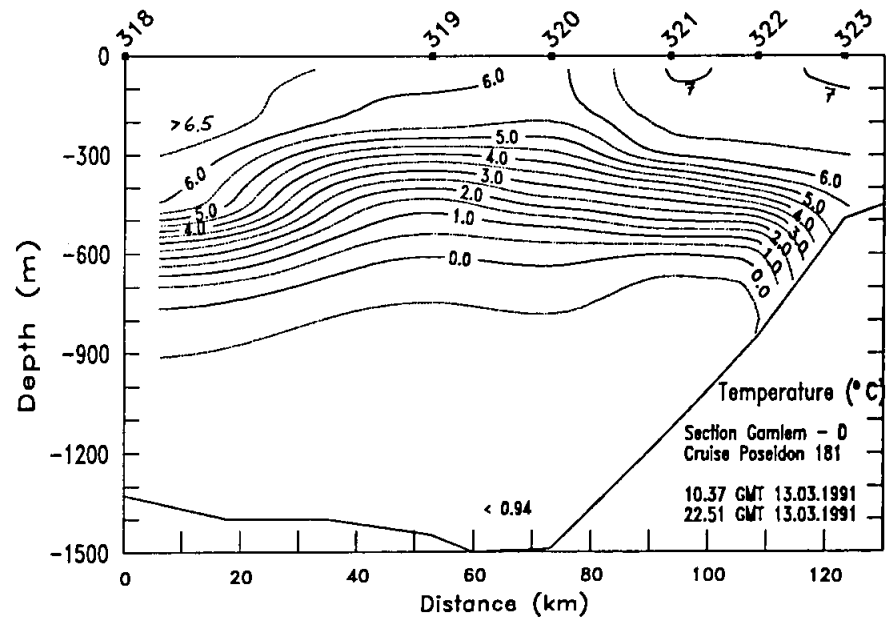
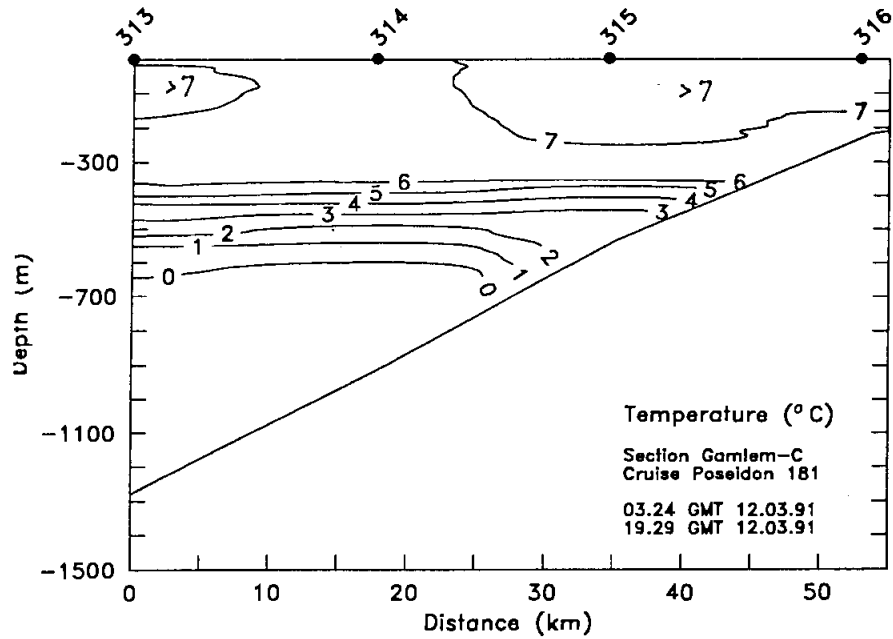


Abbildung 36 c

Abbildung 36 d

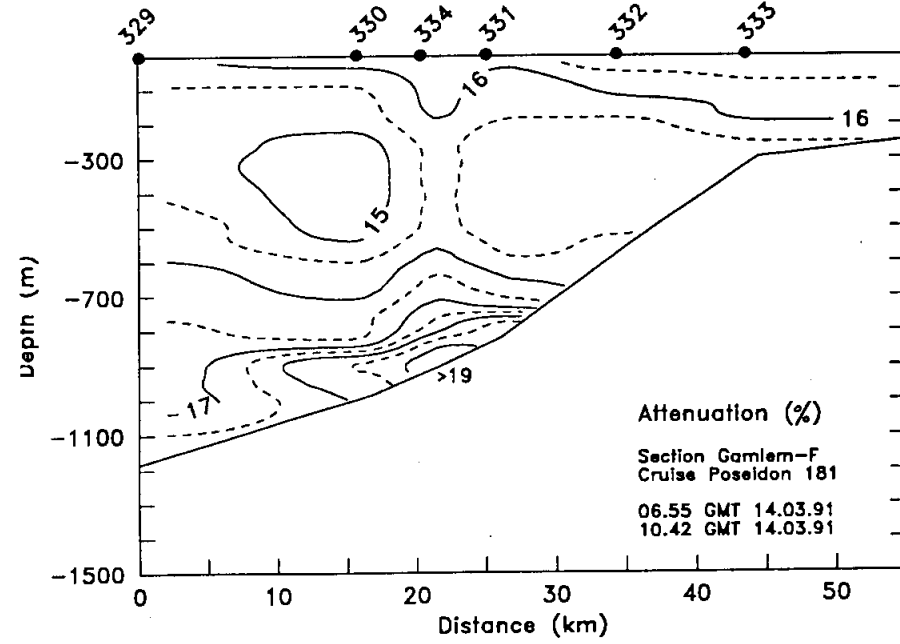
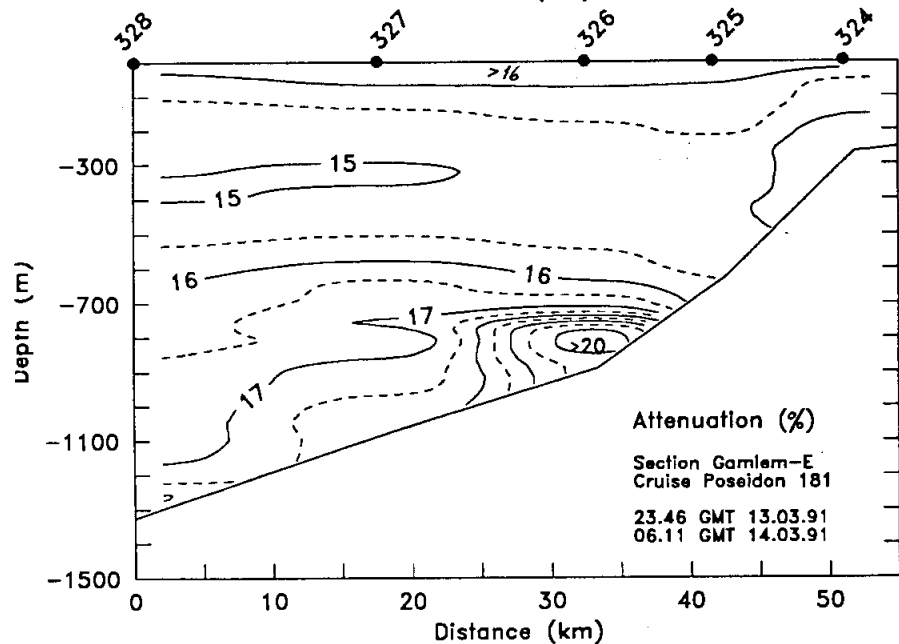
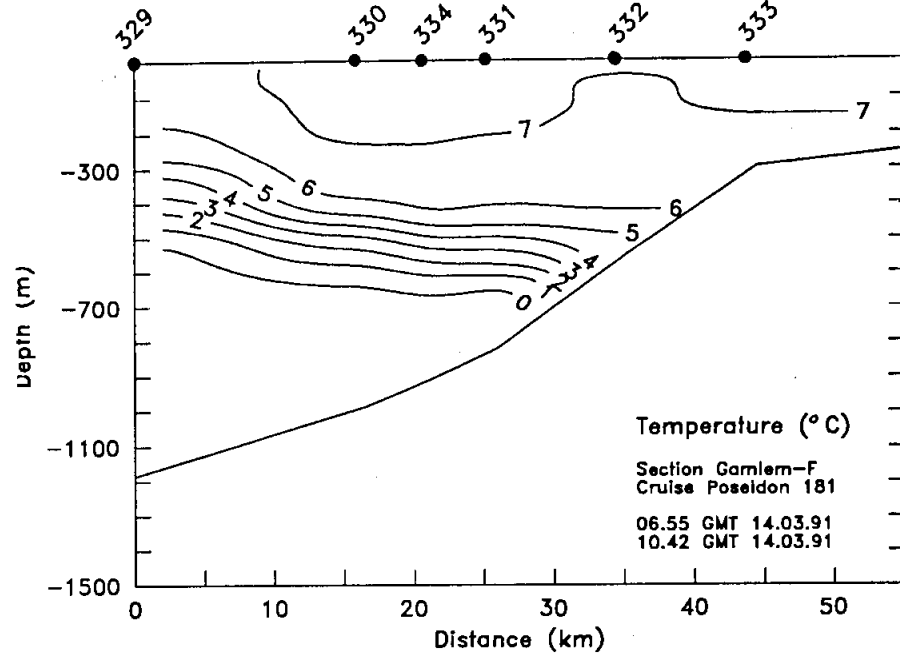
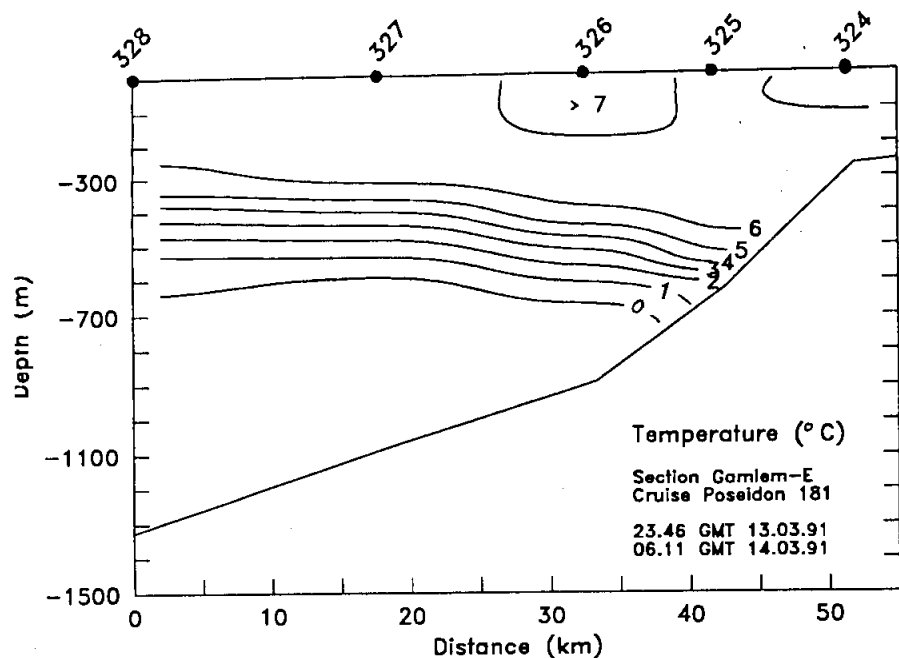
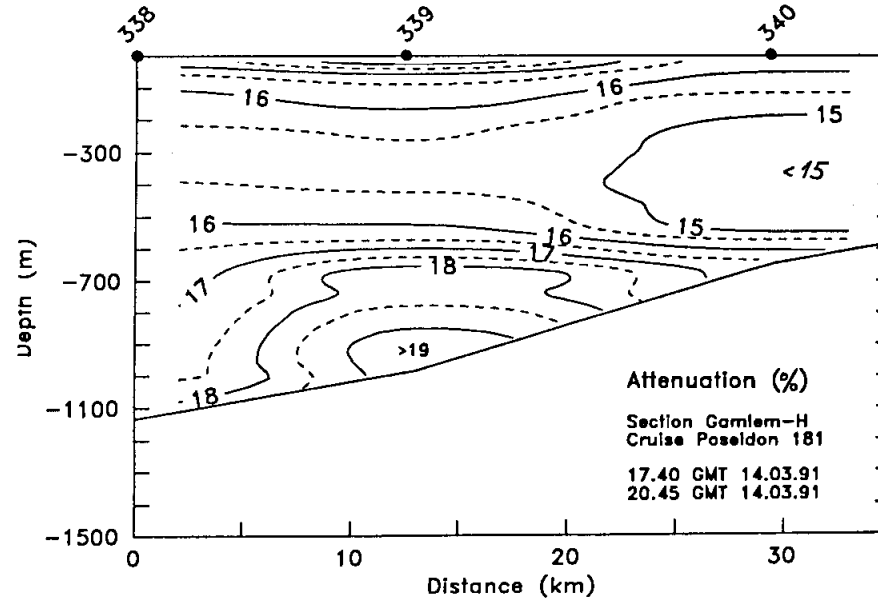
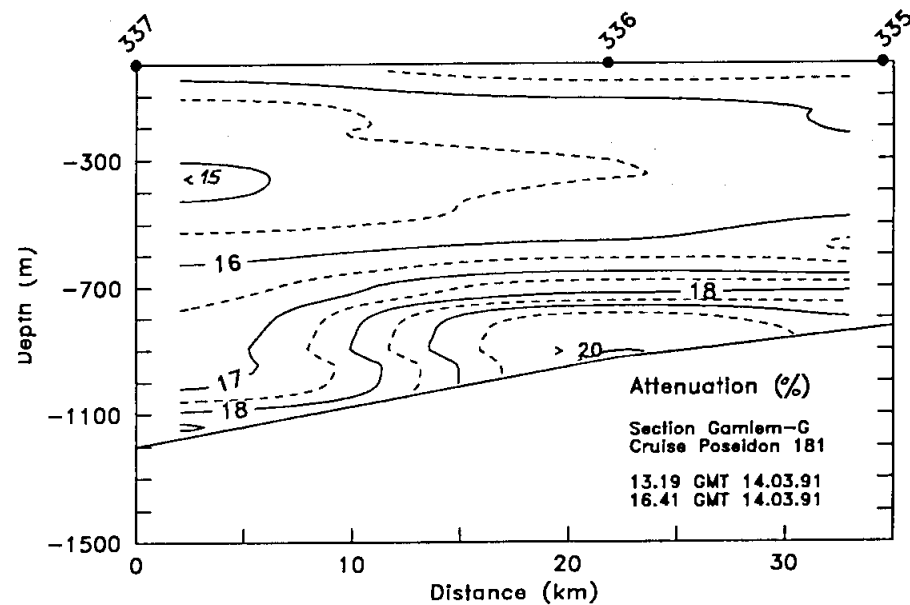
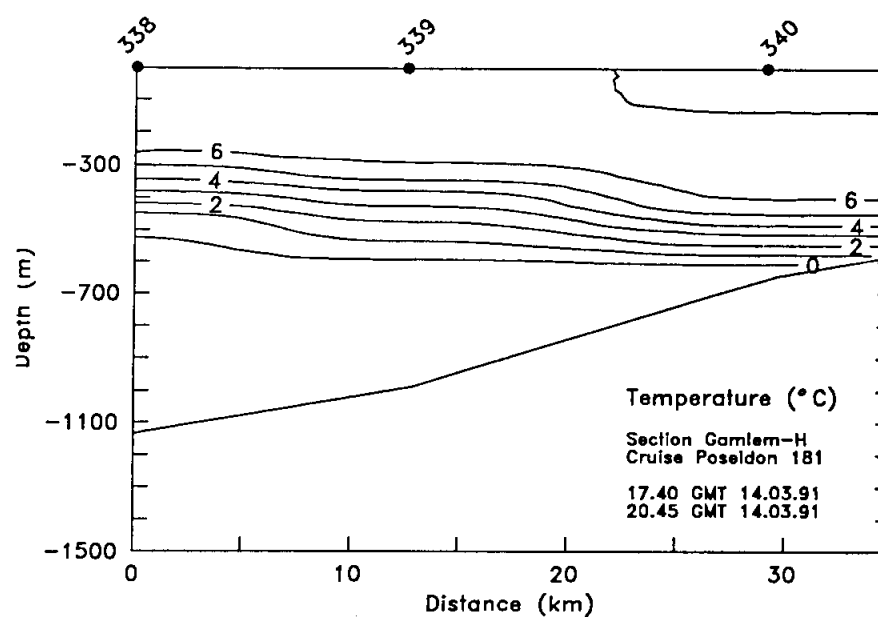
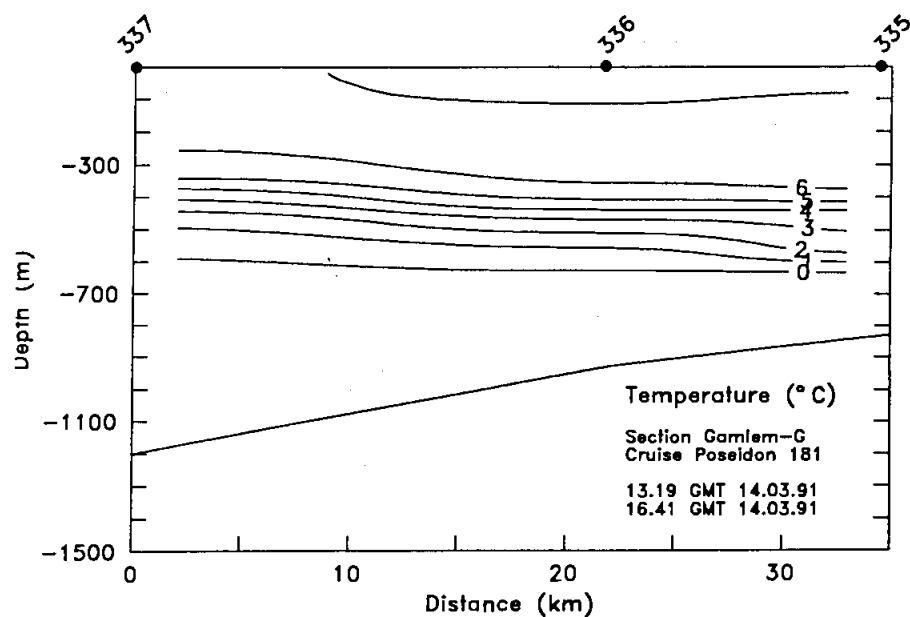


Abbildung 36 e



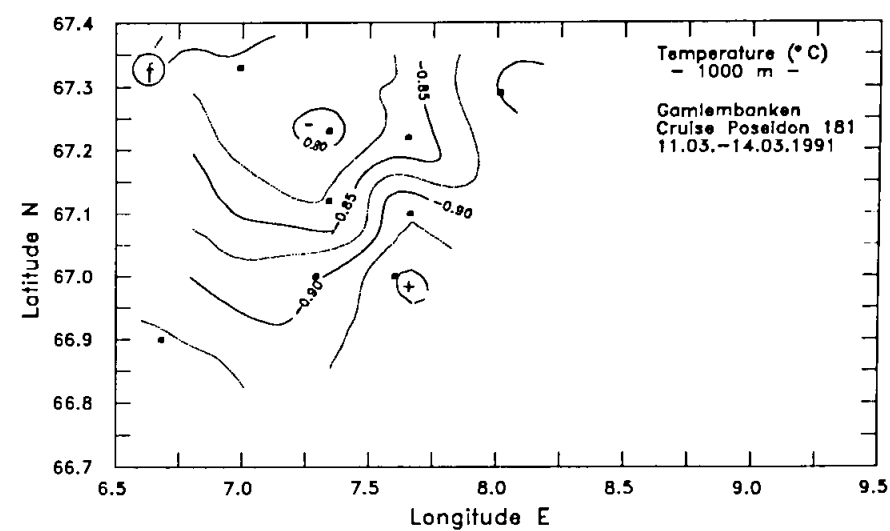
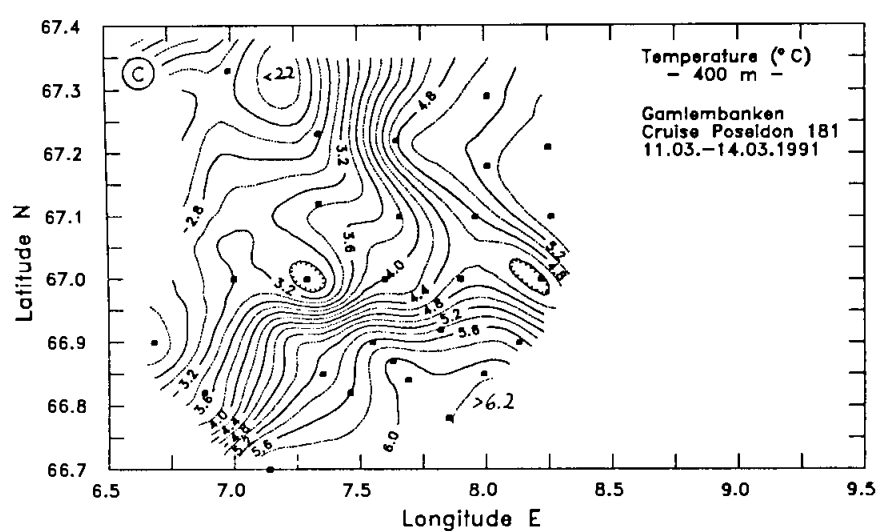
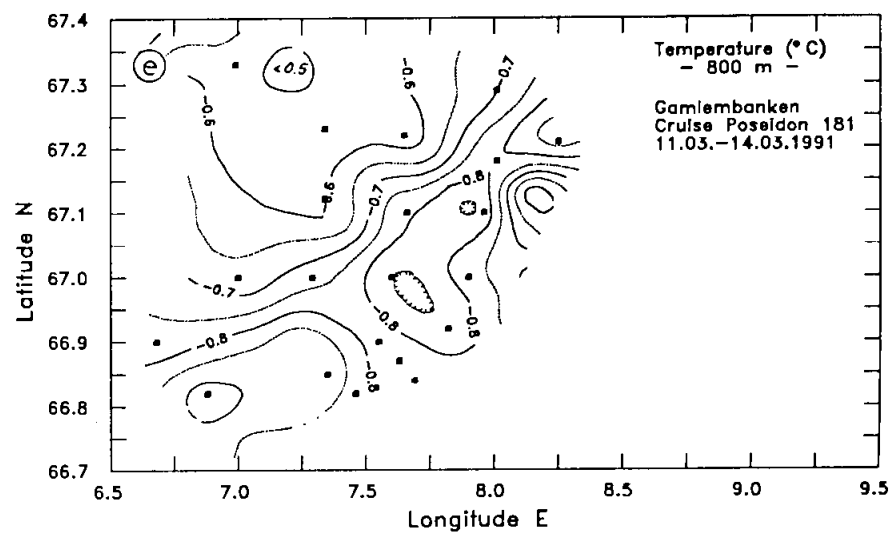
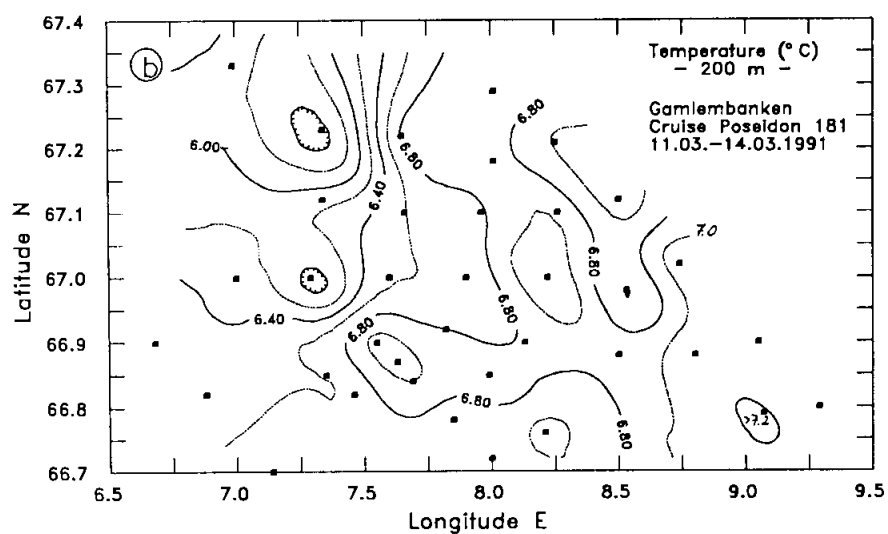
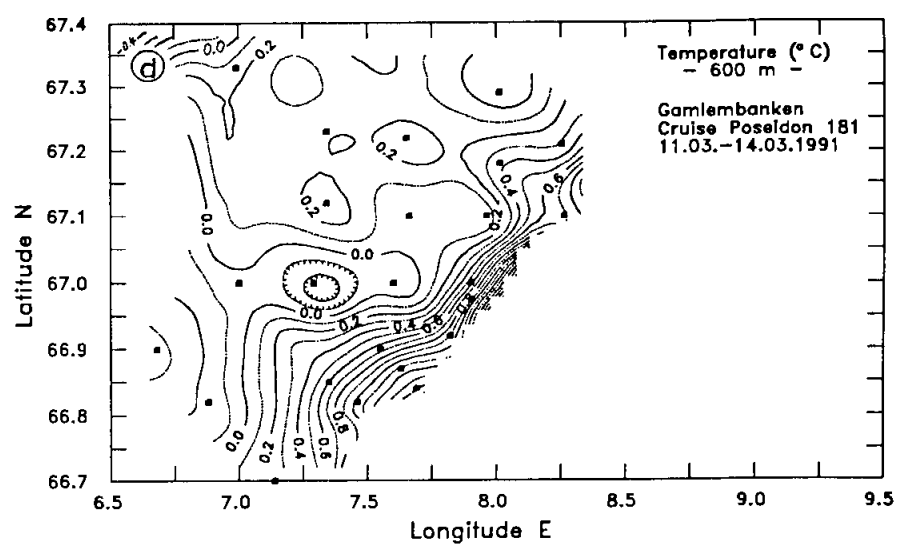
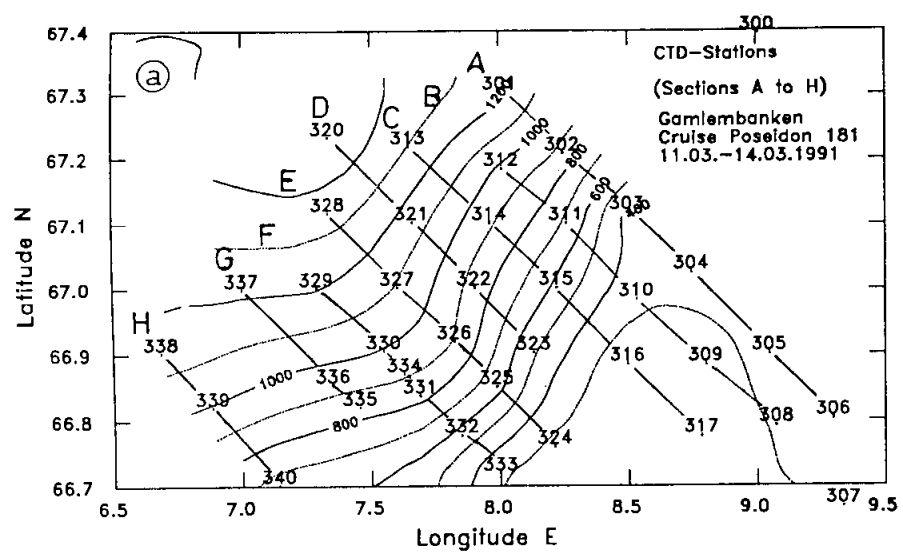


Abbildung 37 :

Temperatur-Verteilung in den Tiefenstufen 200 m, 400 m, 600 m, 800 m und 1.000 m im Meßgebiet Gamlembanken (Forschungsreise Poseidon 181, März 1991). Die CTD-Stationen 300 bis 340 sind als Punkte vermerkt (s. Tab. Anhang A-08).

Abbildung 36a-e (Seiten 74 bis 78): Hydrographischer Schnitte der Profile A bis H im Meßgebiet Gamlembanken (s. Abb. 4, Abb. 35).

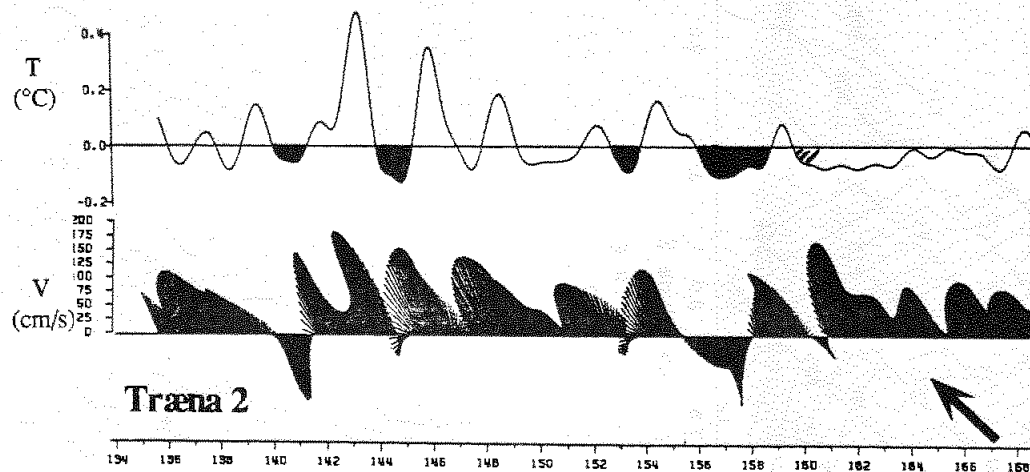
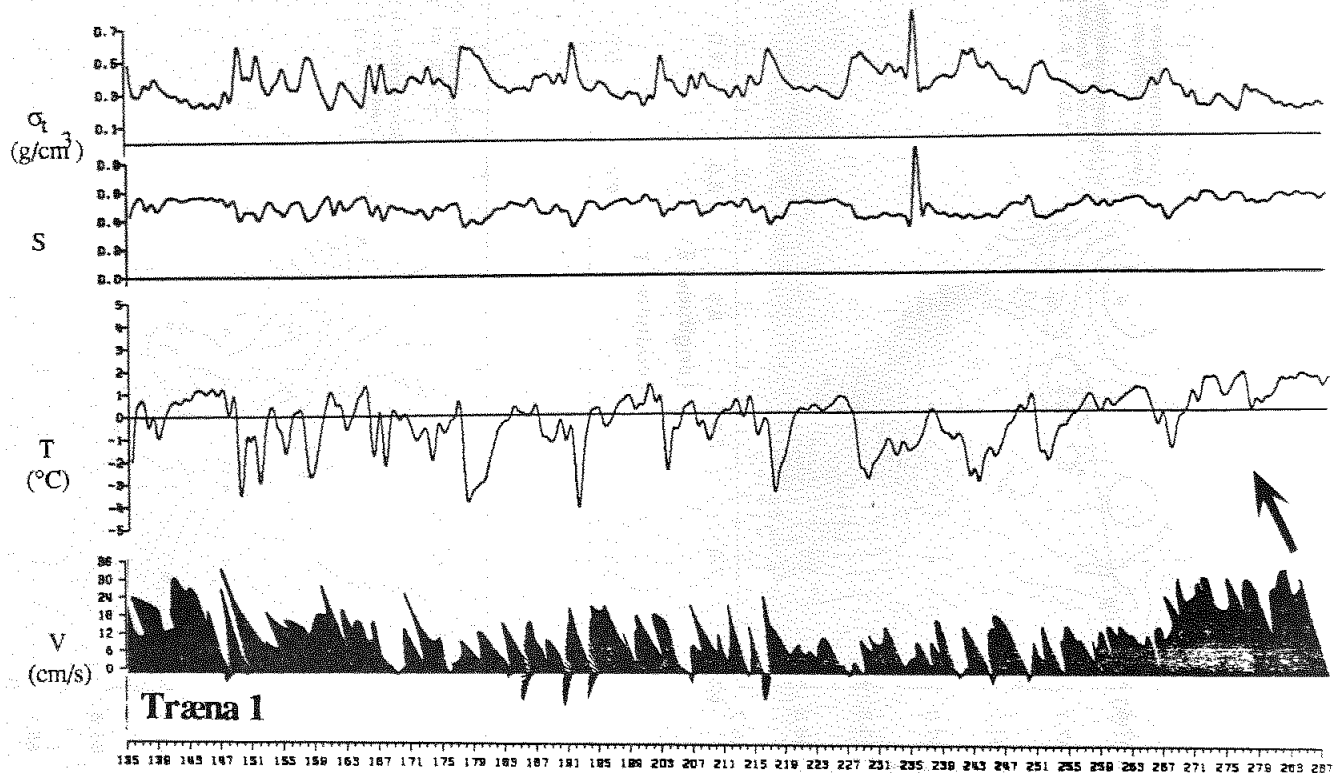


Abbildung 38: Zeitserien der Aanderaa-Bodenstrom-Verankerungen Træna 1 und 2 aus in 550 m bzw. 800 m Wassertiefe am mittleren norwegischen Kontinentalhang vor Gamlembanken, jeweils etwa 5 m über Boden (Positionen s. Abb. 35 und Tab. 4). Die hydrographischen Parameter sind jeweils als Abweichung von einem gewählten Mean dargestellt. Für Træna 1 gelten Means von $\sigma_t = 28,0$ und $S = 35,0$ sowie $T = 5^\circ\text{C}$. Für Træna 2 entsprechend $T = -1^\circ\text{C}$. Die Zeitachse ist in Julianische Tage unterteilt.

Das Sägezahnmuster der Kurvenverläufe, mit zumeist abrupten Temperaturstürzen bis zu $5^{\circ}\text{C}/\text{Tag}$ mit begleitenden Salinitäts- und Dichteschwankungen ($\sigma_t=0,30$), ist häufig mit Änderungen der Stromstärke und Stromrichtung der bodennahen Strömung gekoppelt. So ändert die Strömung in 550 m Wassertiefe, die mit 35 cm/s Geschwindigkeit zumeist parallel zum Hang nordwärts ausgerichtet ist, zu diesen Zeiten ihre Richtung nach Südwesten, gekoppelt mit schwächeren Maximal-Geschwindigkeiten von nicht mehr als 10 cm/s (Abb. 38). In Træna 2, in einer Wassertiefe von 794 m schon deutlich innerhalb des Tiefenwasserkörpers, werden vom Betrag her generell niedrigere, periodische Temperatur-Schwankungen mit Differenzen $< 0,5^{\circ}\text{C}$ erkannt. In diesem zeitlich höher auflösenden Ausschnitt wird jedoch auch besser deutlich, daß die Umkehrung der Strömungsrichtung, nun entgegen der hangparallelen Hauptstromrichtung nach SW, mit einer Temperaturabnahme korreliert. Diese Phasen dauern nicht länger als 2 Tage. Die Maximal-Geschwindigkeiten von 175 cm/s in 5 m über dem Boden liegen in 800 m Wassertiefe um den Faktor 5 höher als in der thermohalinen Grenzschicht zwischen NAW und NSDW bei 550 m in Træna 1.

Hinweise auf hyperpyknische Bodenwassermassen oder hohe Druckgradienten über den flachen Bänken auf dem äußeren Schelf ergaben sich nicht. In den nur wenig strukturierten Vertikalprofilen der Temperatur und Salinität konnten ebenfalls keine Anzeichen für hydrographische Anomalien in der Diskontinuitätsschicht zwischen NAW und NSDW mit einer Kopplung an erhöhte Trübungswerte gefunden werden, wie es für den Barents See-Hang oder Røstbanken-Hang noch gezeigt wird.

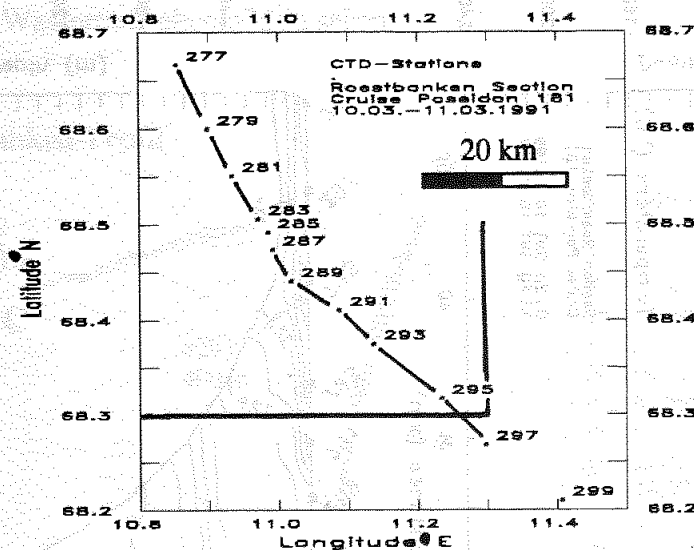
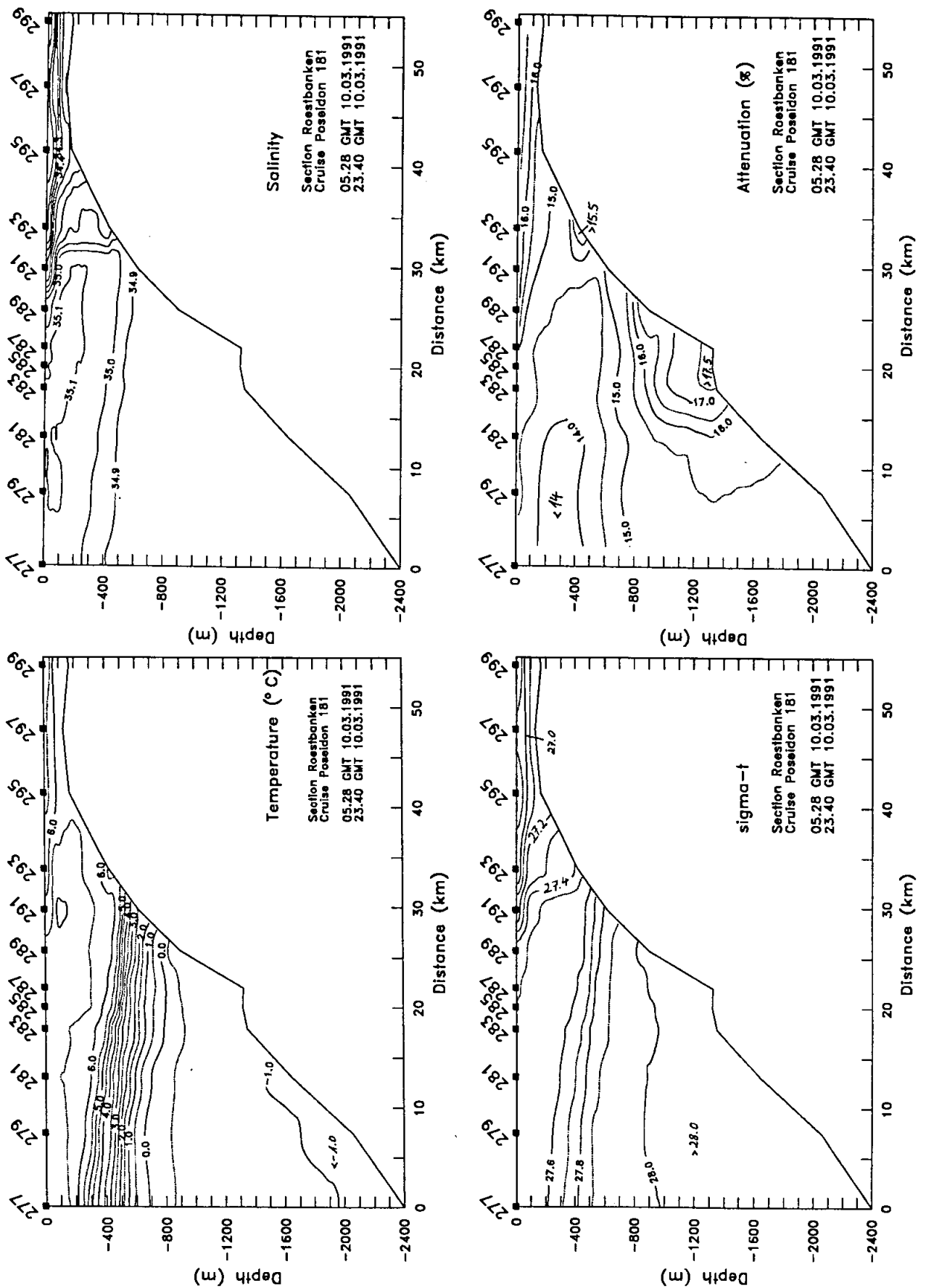


Abbildung 39 : CTD-Stationen auf dem hangnormalen Schnitt vor Røstbanken (s. Abb. 1, S.4), Poseidon 181-277 bis 181-299 (Tab.im Anhang A-08).

Røstbanken-Hang: Die **Vertikalverteilung** der hydrographischen Parameter am Kontinentalhang vor Røstbanken wird durch 11 Stationen (Poseidon 181-277 bis 299) auf einem hangnormalen Profil dokumentiert (Abb. 39). Das im Kern mit Temperaturen $> 6,5^{\circ}\text{C}$ und Salzgehalten von $S=35,10$ charakterisierte NAW an der Oberfläche dünnt über dem äußeren Schelf zusehends aus. Das bis zu 140 m mächtige (Station 289, Abb. 40) Küstenwasser (NCC: $T=5,2^{\circ}\text{C}$, $S=33,94$, $\sigma_t=26,95$) überschichtet das NAW von Osten her keilförmig. Die thermohaline Sprungschicht zwischen NAW und NSDW ist schwach gegen den Hang geneigt. Die 3°C -Isotherme liegt am Kontinentalhang in Station 291 auf einer Entfernung von nur 30 km etwa 200 m tiefer als in der westlichsten Station 277.

Abbildung 40: Hydrographischer Schnitte am Kontinentalhang vor Røstbanken (s. Abb. 4, Abb. 35).



Annähernd vertikal verlaufende Isohalinen und Isopyknen über dem äußeren Schelf und oberen Hang veranschaulichen ein enges Nebeneinander von Wassermassen unterschiedlicher Dichte und weisen auf recht instabile Schichtungsverhältnisse hin. So wird z.B. in Station 293 das NAW in einer Wassertiefe von 200 - 300 m von einer salzärmeren Wassermasse unterschichtet, die sich vom Schelf den oberen Kontinentalhang herunterzieht; die Isopyknen orientieren sich in Bodennähe daher zu größeren Tiefen (Abb. 40). In den Stationen 291 bis 295 am oberen Hang dokumentiert sich eine breite Mischungszonen zwischen NAW und NCC.

Trübungsmaxima mit Werten $>17\%/m$ wurden in vergleichbaren Größenordnungen im NCC an der Oberfläche über dem Schelf als auch im homogenen NSDW zwischen 800 m und 1.700 m Wassertiefe gemessen (Abb. 40). Lokale Attenuationsmaxima beschränken sich auf die Dichteanomalien in einer Tiefe von 250 bis 500 m am oberen Hang und auf den topographisch exponierten Bereich der im Kap. 4.1 beschriebenen Hang-Terrasse (Abb. 13, Seite 42).

Der hydrographische Schnitt belegt eine intensive Front-Vermischung zwischen dem NAW und NSDW am Kontinentalhang vor Røstbanken auch unter Beteiligung der Wassermassen des Norwegischen Küstenstroms. Die T-S-Gradienten zwischen den beteiligten Endgliedern (Wassermassen) sind zwar gering, jedoch erscheinen die Mischwässer in den CTD-Stationen als kleinräumige T-S-Anomalien im Zwischenwasserkörper. Diese fallen im hydrographischen Schnitt nur in unmittelbarer Nähe des Kontinentalhanges und dort auch durch eine nur wenig erhöhte Attenuation auf (Abb. 40), sind beispielsweise aber in der von der Schelfkante recht weit entfernten Station 279 in 360 m Wassertiefe ebenfalls zu sehen.

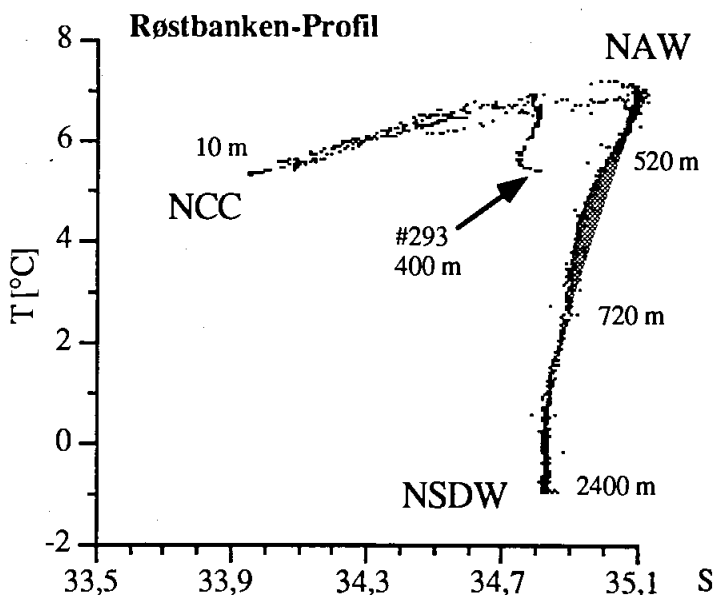


Abbildung 41:

T-S-Beziehung der Stationen des Profils am Røstbanken Hang. Die zwei Mischungsreihen zwischen NCC und NAW sowie NAW und NSDW werden in Station 293 durch eine Vermischung aller drei Endglieder ergänzt. Die gerasterte Fläche veranschaulicht eine NCC-Komponente in tieferen Wasserschichten auch in größerer Entfernung vom oberen Kontinentalhang.

Im T-S-Diagramm aller Stationen des Røstbanken-Profiles sind zwei Mischungsreihen zwischen den Endgliedern NCC und NAW in Wassertiefen oberhalb 400 m über dem Schelf (Stationen: 295, 297, 299) und im westlichen Profilabschnitt zwischen dem NAW und dem NSDW in den CTD-Profilen über dem mittleren und unteren Kontinentalhang zu erkennen. Die T-S-"Kurve" der Station 293 veranschaulicht jedoch, daß auch eine Vermischung aller drei Endglieder zu einer Wassermasse mit einer vom Regelfall abweichenden, charakteristischen T-S-Beziehung stattfindet, welche sich

zugleich auch durch höhere Attenuationswerte auszeichnet (Abb. 41). Ausgangspunkt ist ein Schelf-Mischwasser im Verhältnis NCC zu NAW von 2:1, welches in Station 293 mit zunehmender Tiefe mit NSDW bis zu einem Endverhältnis NAW:NCC:NSDW von 53:24:23 gemischt wird. Die konvektive Vermischung von NCC-Wasser in den Tiefenwasserkörper kann auch für den Bereich der thermohalinen Sprungschicht zwischen Wassertiefen von 520 m und 720 m in den westlichen Stationen (Abb. 41, dunkel gerastertes Feld) gezeigt werden. Dieser Tiefenbereich ist ebenfalls durch erhöhte Trübungswerte gekennzeichnet (vergl. Abb. 40).

Barents See-Hang: Im Sommer 1990 wurden am Barents See-Hang bei 75°N auf einem Ost-West-Profil in Wassertiefen von 300 m bis 2.500 m vor Kveitehola auf 6 CTD-Stationen durch **Transmissions-Messungen** der Nachweis einer bodennahen Trübezone erbracht [Meteor 13: Stationen 405, 431, 413, 425, 499, S. 52 in Gerlach et al. 1990]. Generell lagen die ermittelten Transmissionswerte in einem engen Schwankungsbereich zwischen 87%/m und 90%/m, entsprechend einer Attenuation von 10 %/m bis 13 %/m. Eine 200 m bis 300 m mächtige, bodennahe Trübezone (BNL) am oberen und mittleren Hang war zwischen 300 m und 1.800 m am Kontinentalhang gut ausgeprägt. In den Stationen mit Wassertiefen > 2.000 m betrug die Transmissionsdifferenz gegenüber einem Maximum in der Zwischenwasserschicht jedoch nur noch 1%/m; die BNL war mit zunehmender Entfernung von der Schelfkante demnach weniger gut ausgeprägt. Auch innerhalb der Grenzschrift zwischen NAW und NSDW wurden in verschiedenen Wassertiefen schwache Zwischenschicht-Trübungsmaxima gemessen [200 m bis 300 m, 600 m bis 800 m Wassertiefe, Gerlach et al. 1990]. In allen CTD-Messungen konnte ein Minimum der Transmission in den ersten 80 m der saisonalen Deckschicht festgestellt werden.

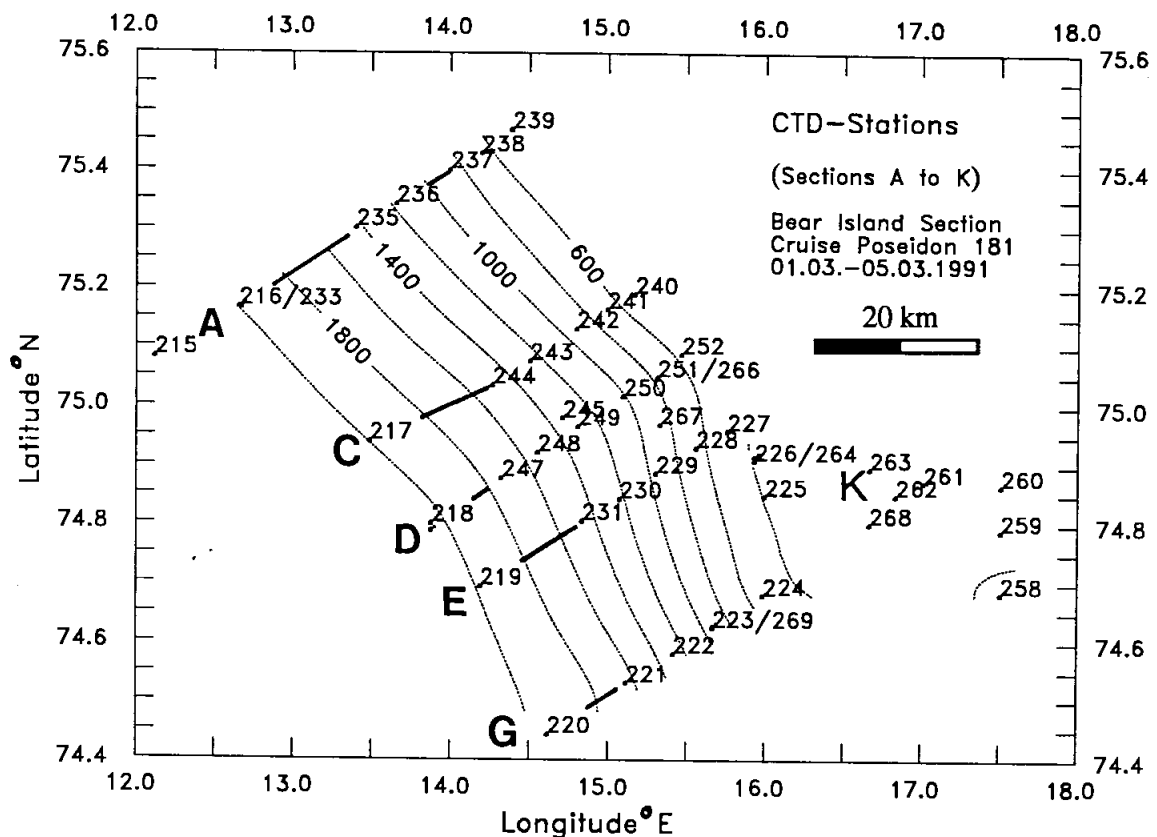


Abbildung 42 : Skizzierte Bathymetrie und CTD-Stationen Poseidon 181-215 bis 181-269 (Tab.im Anhang A-08) im Meßgebiet am westlichen Barents See-Hang (s. Abb. 1, S.4).

Abbildung 43a: Hydrographisches Profil A am westlichen Barents See-Kontinentalhang (s. Abb. 4, Abb. 42).

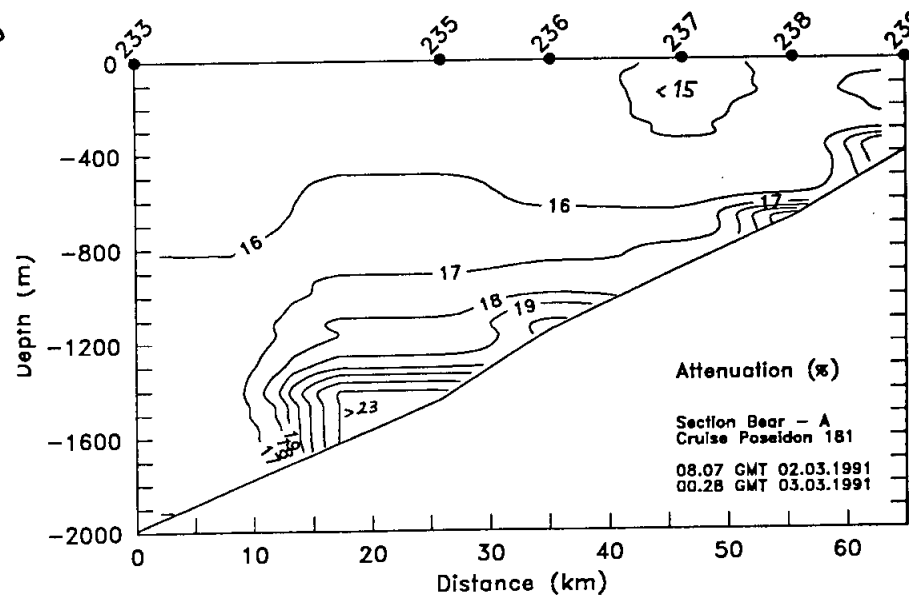
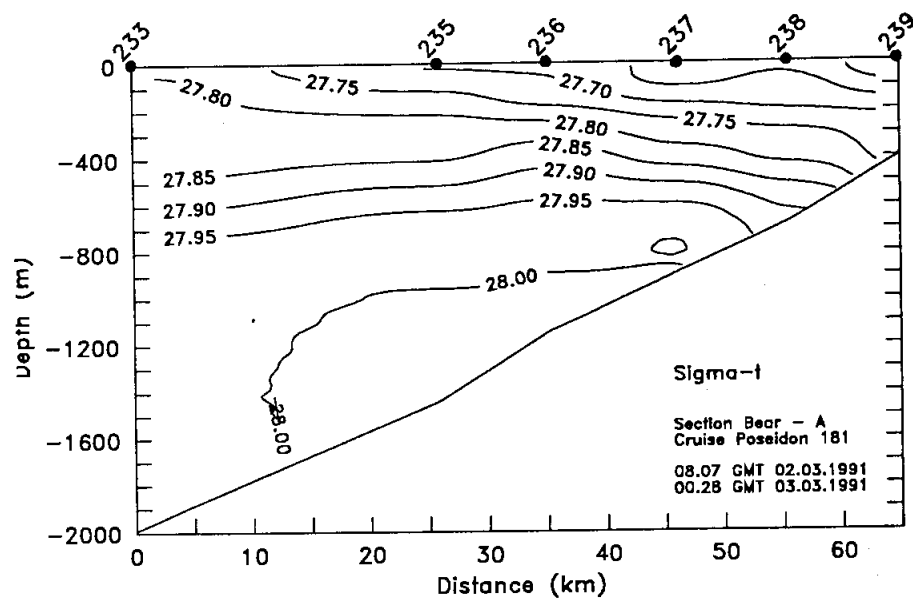
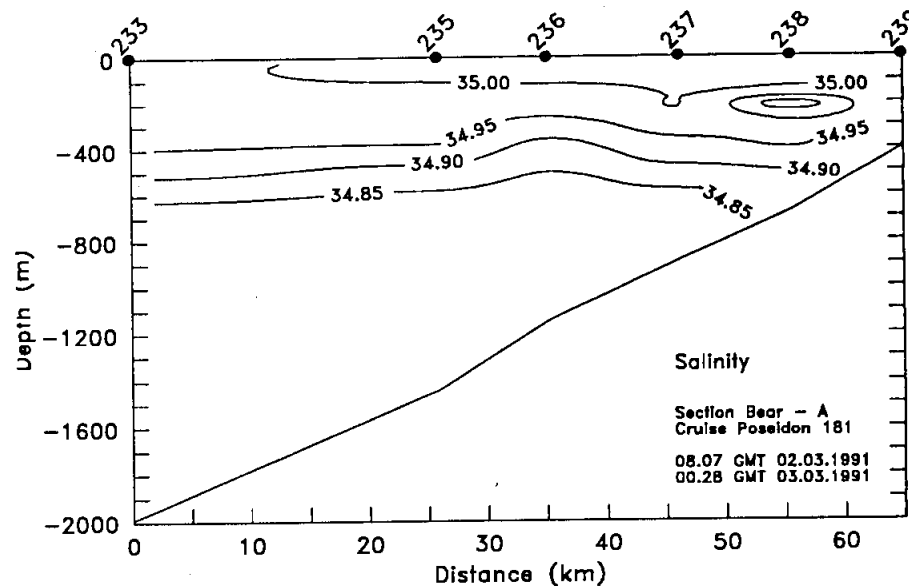
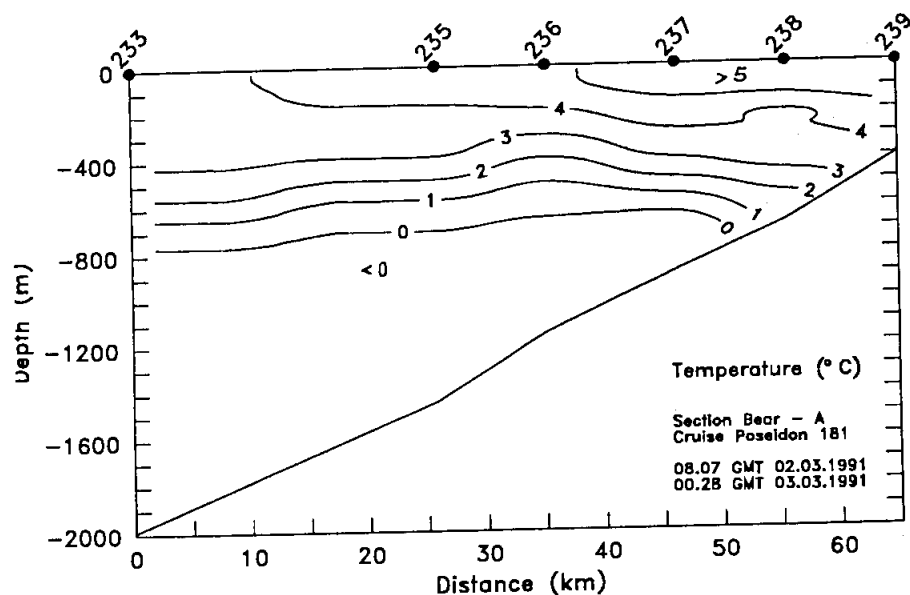


Abbildung 43b: Hydrographisches Profil C am westlichen Barents See-Kontinentalhang (s. Abb. 4, Abb. 42).

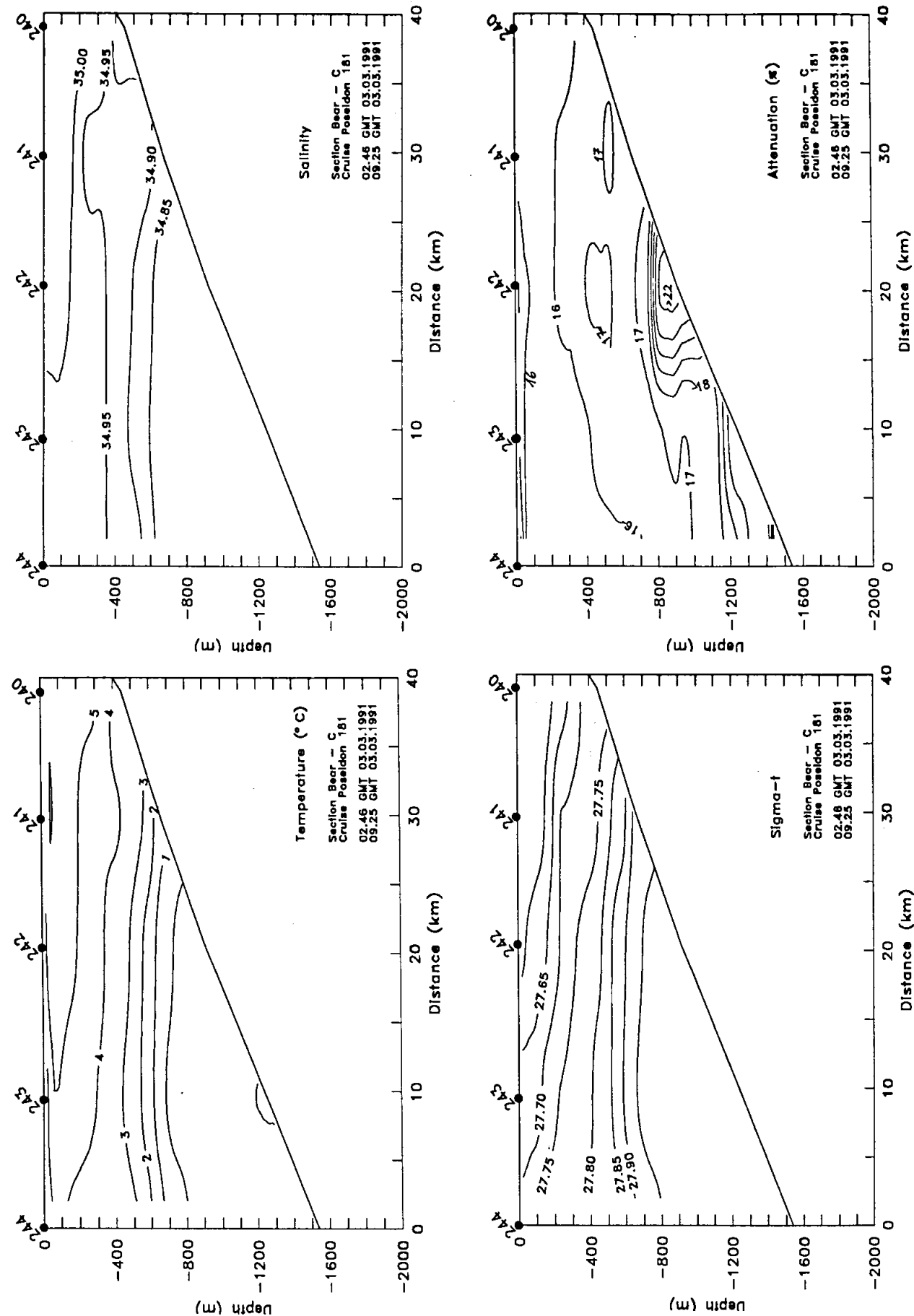
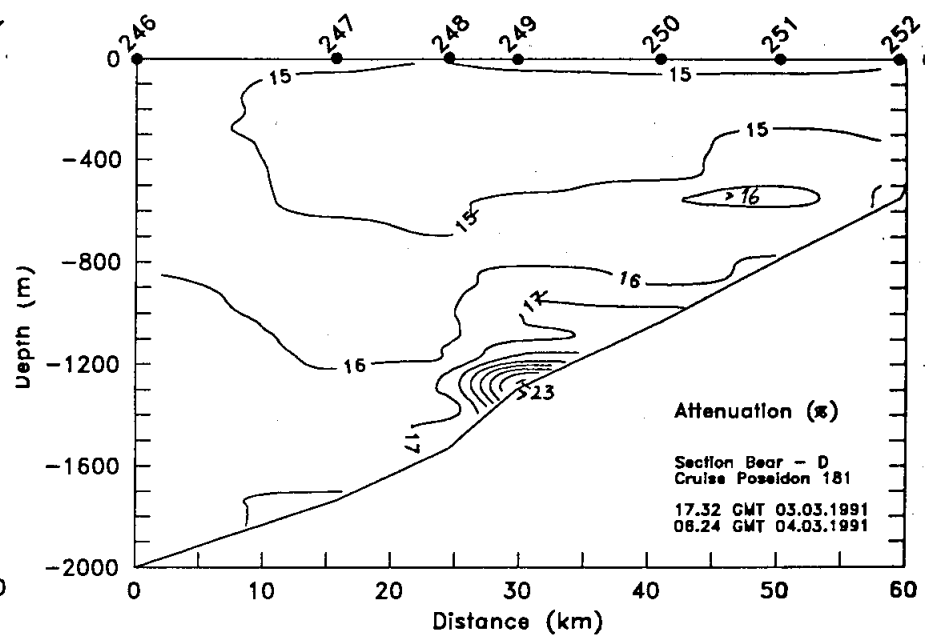
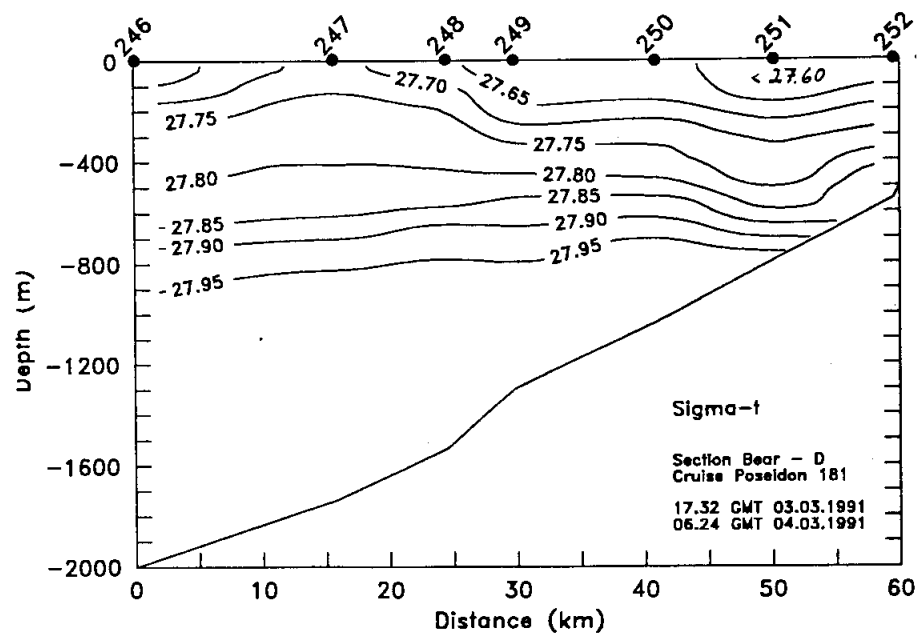
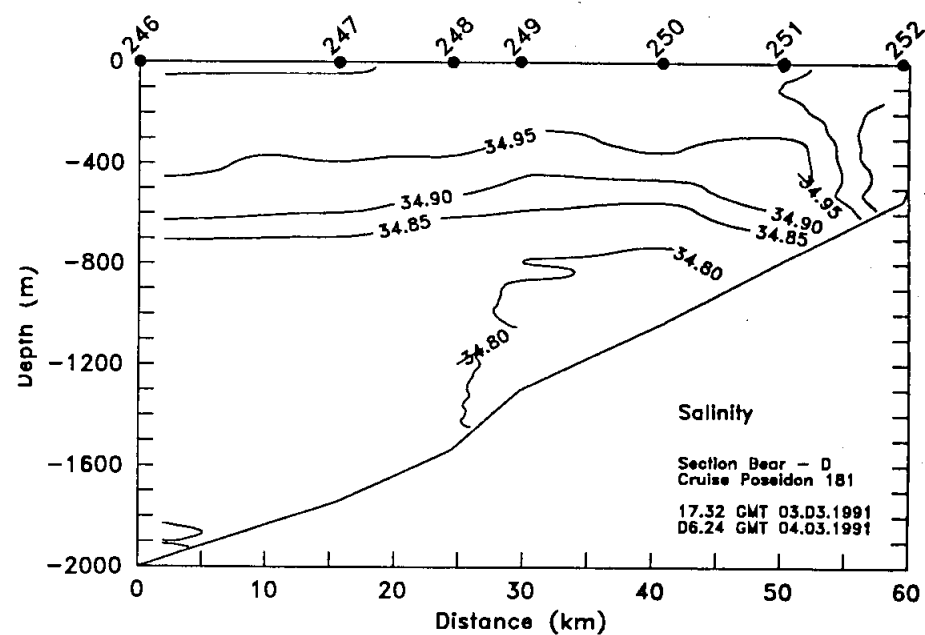
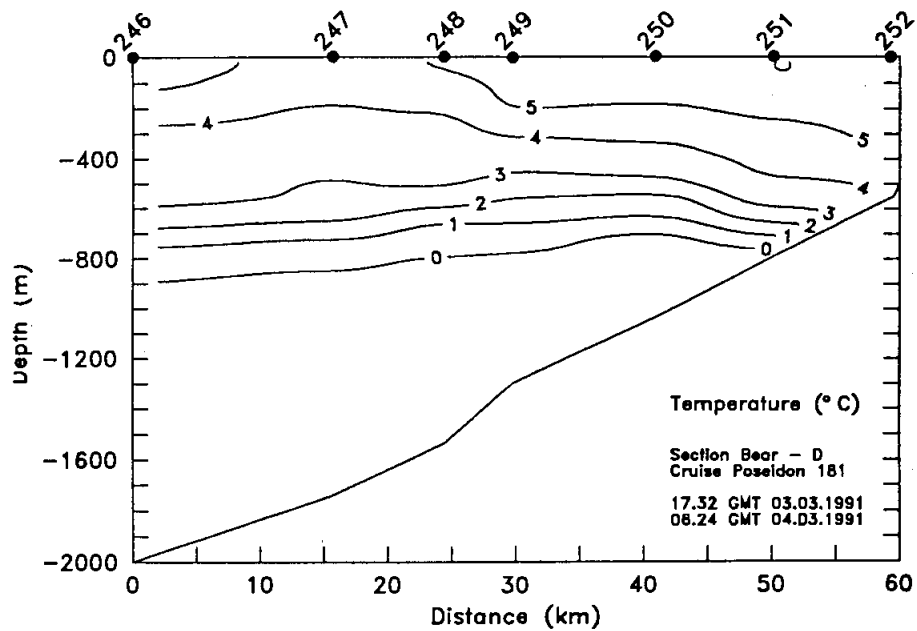


Abbildung 43c: Hydrographisches Profil D am westlichen Barents See-Kontinentallhang (s. Abb. 4, Abb. 42).



In den hangnormal ausgerichteten hydrographischen Schnitten im Bereich des äußeren Schelfes und Kontinentalhangs vor Kveithola (Poseidon 181, Stationen 214-269, Abb. 42) charakterisiert die **Vertikalverteilung** der Parameter Temperatur, Salinität und Dichte die allgemeine Struktur der Wassermassenschichtung. In diesem Untersuchungsgebiet nahe der Barents See-Polarfront wurden höhere regionale Gradienten gemessen als weiter südlich um Gamlembanken und Røstbanken. Das NAW ist in diesen hohen Breiten auf Oberflächen-temperaturen um 5°C abgekühlt und weist niedrigere Salzgehalte um $S=35,00$ auf (Abb. 43 a,b,c,d,e,f). Die nach Norden hin zunehmende Abkühlung erklärt sich einerseits aus der Wärmeabgabe an die Atmosphäre an der Grenzschicht Wasser-Luft, andererseits aus der Vermischung mit benachbarten, ausschließlich kühleren Wassermassen. Dadurch reduziert sich auch die Dichtedifferenz zwischen Deckschicht und Tiefenwasser auf $\sigma_t=0,35$ im Vergleich zu $\sigma_t=0,50$ vor Gamlembanken, so daß die Iso-Linien der hydrographischen Parameter vor dem Barents See-Hang nicht so eng geschaart sind wie in den südlicheren Untersuchungsgebieten.

Abbildung 43d: Hydrographisches Profil E am westlichen Barents See-Kontinentalhang (s. Abb. 4, Abb. 42).

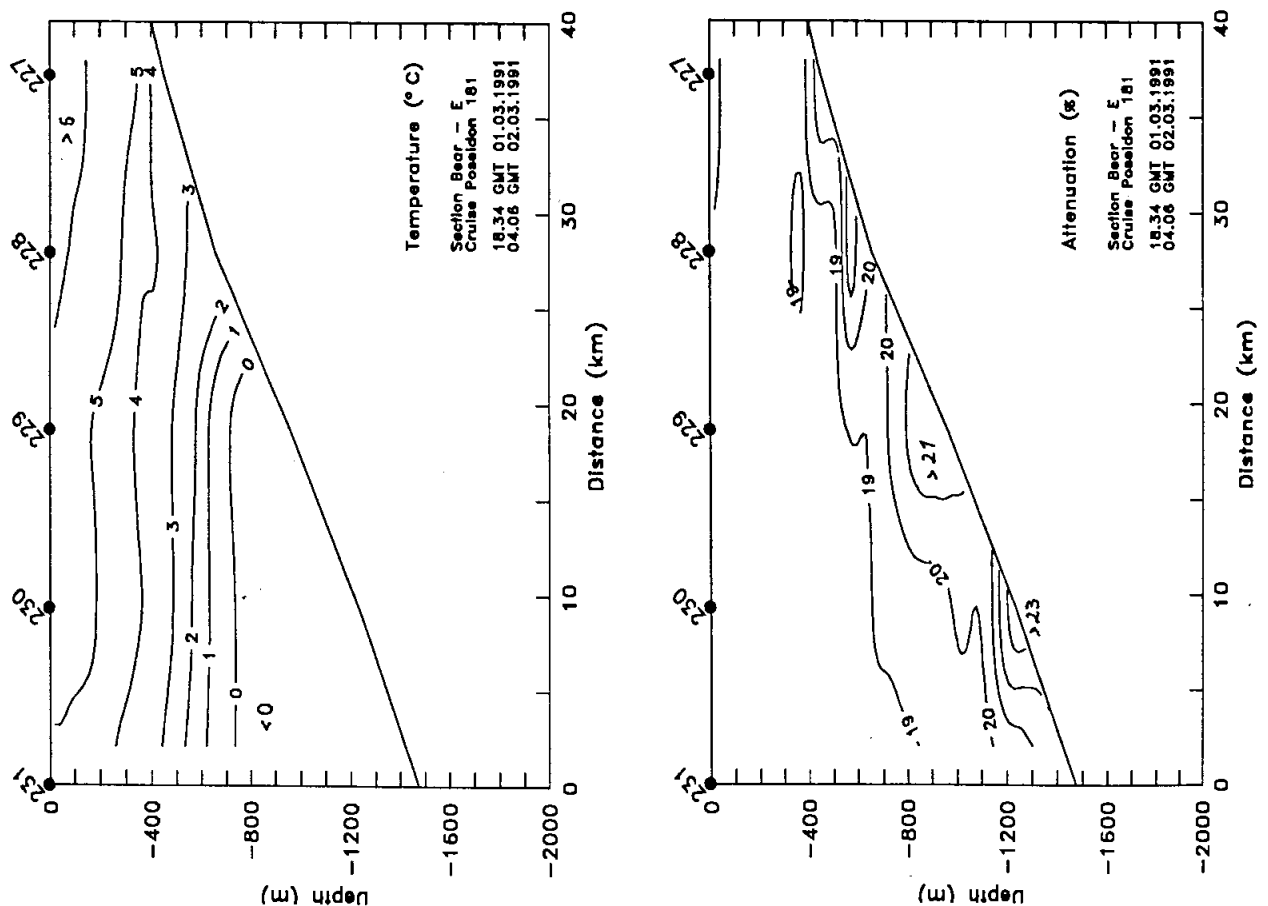


Abbildung 43e: Hydrographisches Profil G am westlichen Barents See-Kontinentalhang (s. Abb. 4, Abb. 42).

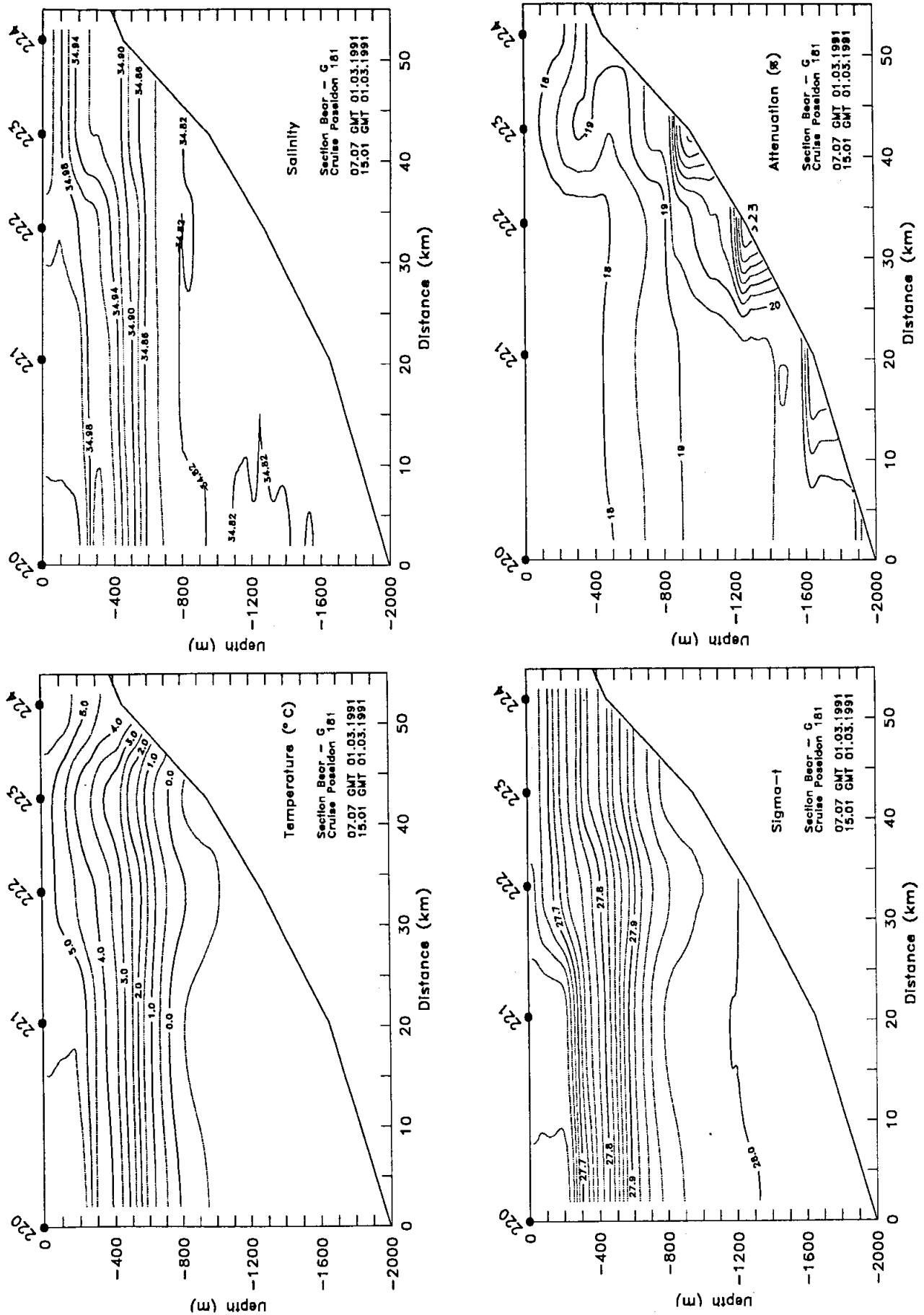
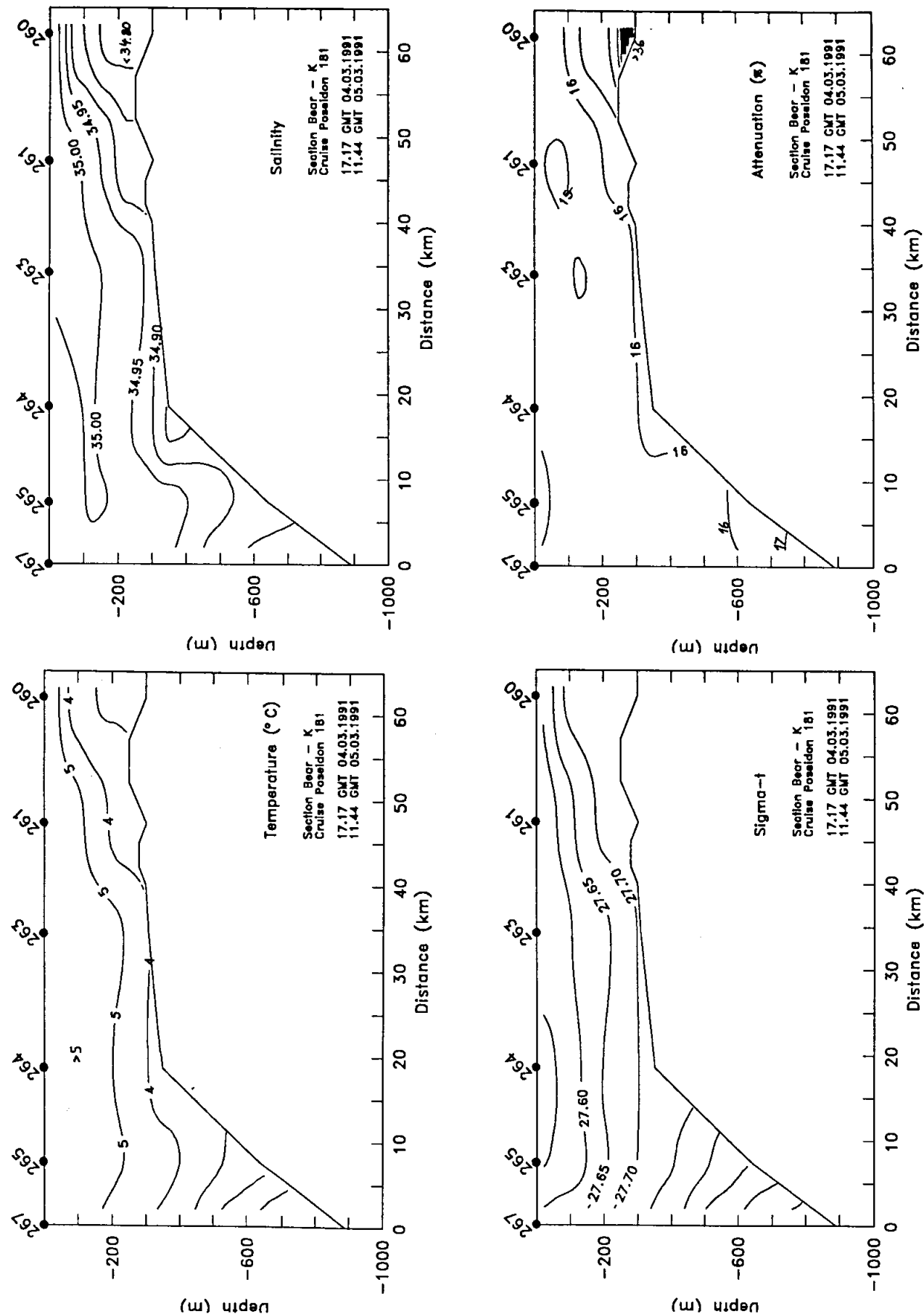


Abbildung 43f: Hydrographisches Profil K am westlichen Barents See-Kontinentalhang (s. Abb. 4, Abb. 42).



Die von durchschnittlich 600 m (Gamlembanken) über 750 m (Røstbanken) auf nunmehr 800 m Wassertiefe abgesunkenen 0°C-Isotherme veranschaulicht das Absinken des NAW bei seinem Vordringen in höhere Breiten [Quadfasel et al. 1987]. Wie auch vor Gamlembanken fallen ein wellenförmiger Verlauf der Isothermen und Isohalinen im NAW oberhalb 600 m Wassertiefe auf (Abb. 43 c, Bear-D). Das NAW keilt nach Osten gegen den Kontinentalhang aus und steht über dem westlichen Barents See-Schelf im Kontakt mit dem Wasser der Barents See-Polarfront, PW (Abb. 2, Seite 7), das an der Oberfläche bei -1°C einen Salzgehalt von $S < 34,5$ aufweist ($\sigma_t = 27,74$). In der Längsachse der Schelfdepression Kveitehola (Abb. 43 f, Bear-K) wird eine Kopplung von Temperatur, Salinität und Attenuation am Boden in der östlichsten Station 260 besonders deutlich.

Geringe Trübungswerte kennzeichnen auch hier den Kern des NAW in den Oberflächenschichten über dem Kontinentalhang mit einer Attenuation $< 15 \text{ %/m}$. Die Attenuation steigt generell zum Boden bis auf $> 23 \text{ %/m}$ an, ausgehend von einem Zwischenminimum, das im Vergleich zu Gamlembanken ($13,5 \text{ %/m}$) mit durchschnittlich 16 %/m deutlich höher liegt. Innerhalb der in Profil Bear-A (Abb. 43 a) gut ausgebildeten BNL können z. B. lokale Maxima in verschiedenen Tiefenstufen voneinander unterschieden werden. Hervorzuheben ist ein Trübungsmaximum in der Zwischenschicht auf Station 223 in einer Wassertiefe von 300 m bis 500 m, welches eine Verbindung zur BNL in Station 224 aufweist (Abb. 43 e, Profil Bear-G). Weiterhin konnten gut durchmischte Wasserkörper in den Stationen 226, 223, und 239 am oberen Kontinentalhang in 20 m bis 50 m über dem Boden gemessen werden, die jeweils mit hohen Attenuationswerten bis 24 %/m gekoppelt sind. Demgegenüber wird im pelagischen Bereich unterhalb von 2.000 m Wassertiefe die BNL im homogenen Tiefenwasserkörper bis zu 200 m mächtig. Auf die Bindung kleinräumiger Attenuationsmaxima an treppenstufenartige T-S Strukturen im Zwischenwasserkörper wird später noch näher eingegangen. Das absolute Maximum der Attenuation wurde in einem Teil-Becken von Kveitehola hinter einem Sill, Satteltiefe ca. 250 m, in einer Rinnenstruktur am Nordrand der Depression, mit 36 %/m am Boden der Station 260 gemessen. Auf dem Schelf nahe der Eisgrenze wiesen die Wassermassen mit negativen Oberflächen-Temperaturen und niedrigen Salinitäten auch durchweg hohe Attenuationswerte auf, besonders ausgeprägt nahe der Oberfläche in den ersten Tiefenmetern. Solche hohen Trübungswerte sind vom Barents See-Schelf aus Eisrandzonen bekannt [Pfirman 1985; Pfirman & Solheim 1989].

Im Unterschied zu Gamlembanken sind die **Temperaturdifferenzen im Horizontalschnitt** der 200 m-Tiefenstufe mit $2,5^\circ\text{C}$ um $1,5^\circ\text{C}$ größer (Abb. 44 b). Eine wärmere, annähernd kreisrunde Zone bei $74,8^\circ\text{N}$ und 16°E trennt kühlere Wassermassen auf dem Schelf und über dem äußeren Kontinentalhang. Die Temperaturverteilungsmuster in 200 m und 400 m zeigen vergleichbare Konturen, wie auch die Temperaturmuster in den Tiefenstufen 600 m, 800 m und 1.000 m annähernd übereinstimmen. Die nahezu parallele Anordnung der Isothermen im Kontakt mit dem Kontinentalhang zwischen 400 m und 1.000 m läßt in diesen Tiefenstufen eine topographisch kontrollierte Verteilung der Hydrographie vermuten (vergl. Abb. 44 a mit 43 d-e). Dahingegen läßt sich unterhalb von 600 m eine kreisförmige Struktur im "freien Wasser" mit relativ geringen Temperaturdifferenzen von $< 1^\circ\text{C}$ abgrenzen, die keinen Kontakt zum Kontinentalhang aufweist und als Wirbelstruktur interpretiert werden kann.

Die hydrographische **Kurzzeit-Variabilität** und damit auch die Reproduzierbarkeit der Trübungsmessungen in den nepheloiden Schichten wurde überprüft, indem Stationen im Abstand von Tagen oder auch Stunden wiederholt wurden. Die Verifizierung der Ergebnisse der Stationen 216 und 218 auf den Profilen A und D vor dem Barents See Hang durch die Folgestationen 233 und 242 war u.a. auch deswegen notwendig geworden, da die ersten Meßstationen noch erheblich von einer tagelang wirksamen Tiefdrucksituation beeinflusst waren. Anhand der etwa 34 km westlich der Station 215 liegenden Station 214 kann gezeigt werden, wie dieser Sturm mit Windstärken bis zu 10 Beaufort für eine vollständige Durchmischung der Oberflächenwassermasse sorgte: bis in eine Wassertiefe von etwa 440 m wurde eine nahezu konstanten Temperatur- ($T=3,8^{\circ}\text{C}$) und Salinitätsverteilung ($S=34,98$) gemessen (Abb. 45). Diese meteorologische bedingte Ausnahmesituation beeinflusste alle zu Profilbeginn gefahrenen Stationen (Stationen 214 bis 219). Die Meßdaten der ersten zwei Tage repräsentieren somit nicht die "Normal"-Situation am Kontinentalhang, so daß sie aus den Berechnungen der Profilschnitte ausgegliedert wurden. Die Wiederholung der Station 216 nach 35 Stunden durch die Station 233 (identische Position) belegt eine Abnahme der Attenuation von 3 %/m in allen Wasserschichten, welche als Reaktion auf das Nachlassen des Sturmes und das Einstellen einer "Normal"-Situation der Wassermassenschichtung gewertet wird (Abb. 45). Damit wird deutlich, welche Auswirkungen temporärer Windstreß auf die Wasserschichten und Partikelverteilungen auch unterhalb der ozeanographischen Deckschicht haben kann.

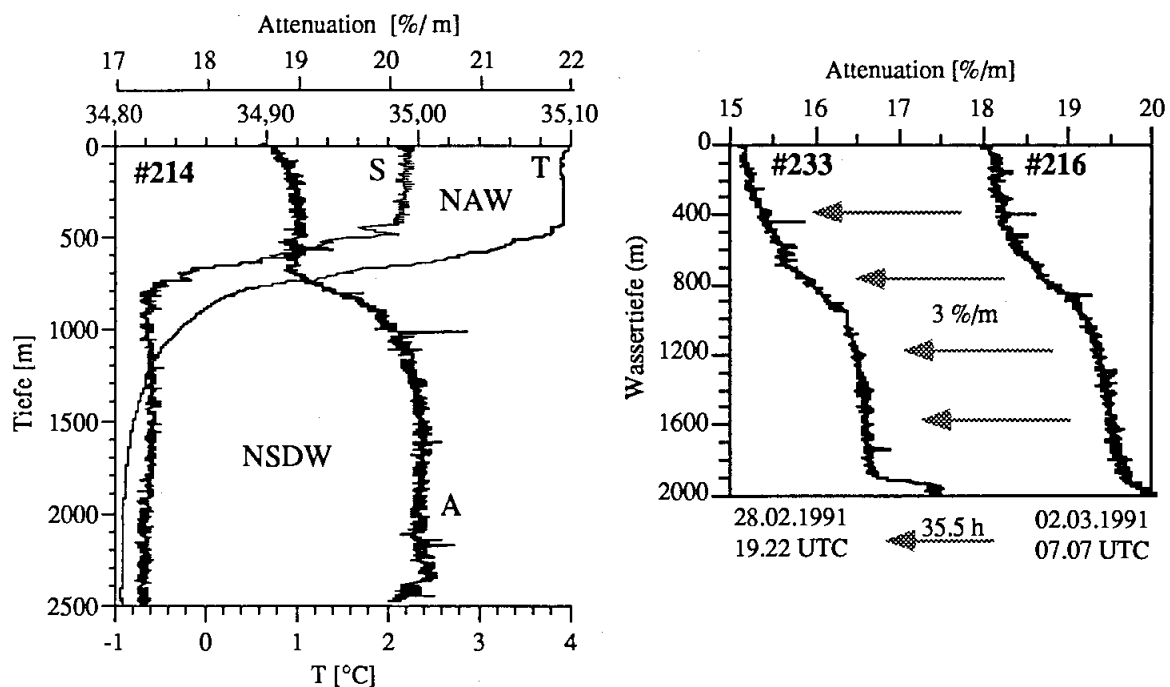


Abbildung 45: Kurzzeit-Variabilität der Attenuation bei 75°N vor dem Barents See-Schelf. Die Deckschicht in Station 214 ist durch ein Sturmereignis bis zu einer Tiefe von 450 m vollständig durchmischt (linke Grafik). In der Wiederholungsstation kann eine Attenuationsreduktion um 3 %/m innerhalb von 1,5 Tagen in allen Tiefenstufen beobachtet werden, bis sich die "normale" Struktur mit einer BNML am Boden der BNL wieder entwickelt (rechte Grafik).

In 780 m Wassertiefe über dem mittleren Kontinentalhang wurde stündlich die Stationen 266 acht Mal wiederholt (Abb. 46). Obgleich technische Schwierigkeiten zu Datenverlusten in zwei Teil - Stationen in bodennahen Profilen führten, konnte anhand dieser synoptischen Aufnahme belegt werden, daß innerhalb dieses Zeitraumes

- die Attenuation in der Oberfläche und in den Zwischenwasserschichten annähernd konstant blieb,
- die Temperaturverteilung im Tiefenbereich zwischen 450 m und 750 m innerhalb der Grenzschrift zwischen NAW und NSDW sich ebenfalls nur geringfügig veränderte,
- innerhalb der bodennahen Trübezzone unterhalb von 500 m Wassertiefe eine gut durchmischte, annähernd temperaturkonstante, ca. 50 m mächtige, bodennahe Trübungsschicht (BNML) in nur 2 Stunden verschwand (Attenuationsreduktion: 1,5 %/m), und daß
- eine an der Obergrenzen der BNL erkennbare, fortschreitende Wellenbewegung durch den Wasserkörper ging, die sich auf die Temperaturverteilung und Form und Stärke einzelner Trübeschichten innerhalb der BNL übertrug.

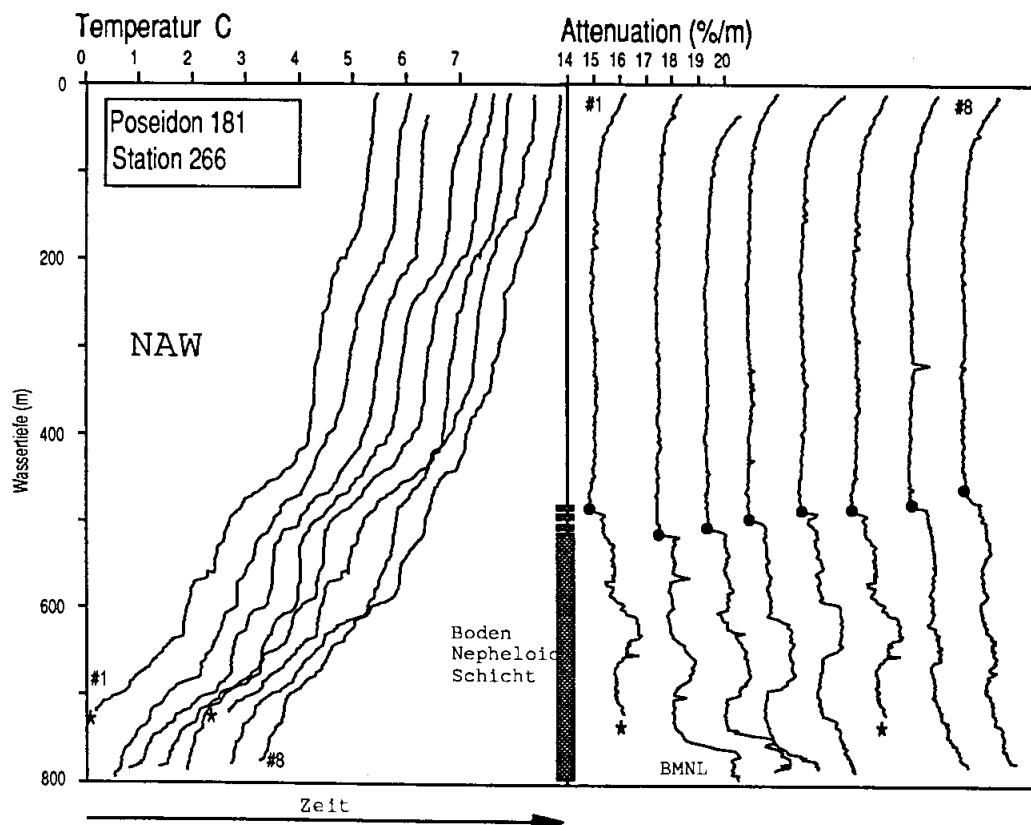


Abbildung 46: Synoptische Messung von Temperatur und Attenuation bei 75°N vor dem Barents See-Schelf in der Station Poseidon 266 (seewärts Kveitehola) im März 1991. Die Skalen der stündlichen Wiederholungsmessung sind jeweils um 0,5°C bzw. 1 %/m nach rechts verschoben.

Die Gegenüberstellung von Transmissionswerten der Sommer-Ausfahrt [Gerlach et al. 1990] und der Attenuation der Wintersituation (PO181-249) in Vertikalschnitten über dem Zentrum des Hochakkumulationsgebiet vor dem Barents See-Hang ermöglicht eine Abschätzung des Faktors **Saisonalität** bezüglich des Trübungssignals in der Wassersäule. Zu beiden Jahreszeiten konnten Trübungsanomalien im Zwischenschichtwasser gemessen werden, die jeweils unterhalb der Tiefenniveaus der Gullymündungen Kveitehola und des weiter im Süden liegenden Bäreninsel-Troges liegen. Während in der rechten Kurve von Station 431 die Reduktion der Transmission einen Trübungsanstieg um etwa 2,5 %/m im Sommer anzeigt, ist der Kurvenverlauf im Winter durch eine

Erhöhung der Attenuation von 14,5 %/m im Zwischenwasserminimum der Station 249 bis auf 25 %/m gekennzeichnet (Abb. 47). Damit ist die Schwankungsbreite der Transmission unterhalb der saisonalen Deckschicht relativ zum Minimum in der Zwischenschicht von $T = 81,5$ %/m mit einer Steigerung um den Faktor 1,14 im Sommer äußerst gering. Im Winter 1991 dagegen stiegen die Attenuationswerte am Boden um den Faktor 1,66 bis 2,39 bis auf 36 %/m.

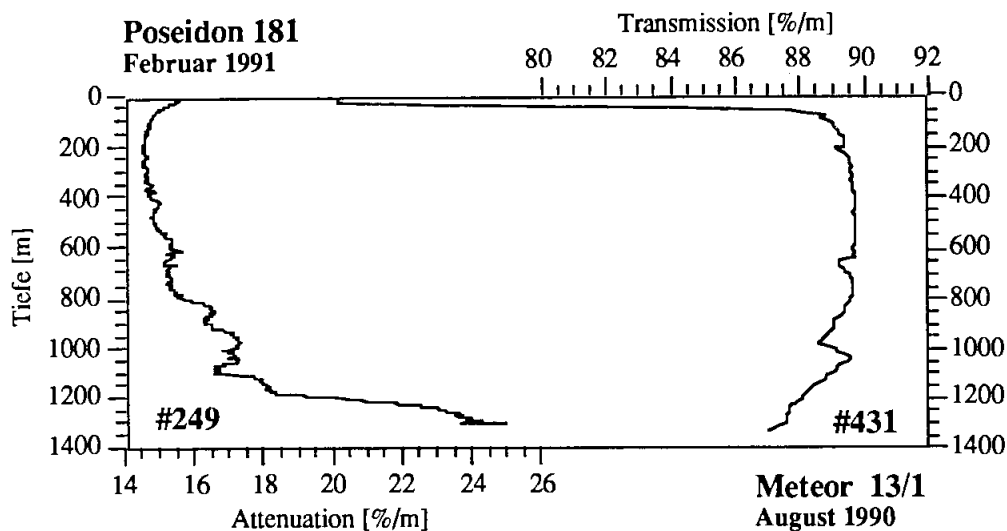


Abbildung 47: Saisonale Variabilität der Attenuation über dem Hochakkumulationsgebiet am westlichen Barents See-Hang. Es sind die jeweils charakteristischen Sommer- (Meteor 13-431) und Winter- (Poseidon 181-249) Trübungsprofile gegenübergestellt. Zu beachten ist das biologische Transmissionsmaximum in den obersten Metern der Deckschicht. Die Kurven verlaufen aufgrund der unterschiedlichen Meßtechniken gegenläufig.

Im Bereich der mächtigen, thermohalinen Sprungschicht zwischen NAW und NSDW wurde häufig ein treppenstufenartiger Kurvenverlauf in der Temperatur- und Salzgehaltsverteilung beobachtet. Diese teils nur wenige Zehner-Meter mächtigen Anomalien in der vertikalen T-S-Verteilung wurden insbesondere in Zwischenwasserschichten am Barents See-Hang und, weniger stark ausgeprägt, auch vor Røstbanken beobachtet; vor Gamlembanken wurden in den wenigen Stationen, in denen die Leitfähigkeitssonde noch funktionierte, vergleichbare Strukturen nicht beobachtet. In diesem Untersuchungsgebiet ist eine Aussage allein aufgrund der Temperaturverteilung nicht möglich.

Neben der in allen CTD-Profilen erkennbaren Mischungsreihe zwischen dem NAW und dem NSDW vor dem Barents See-Hang sind T-S-Anomalien in der thermohalinen Übergangsschicht dokumentiert, die von der idealen Mischungsreihe zwischen den Endgliedern NAW und NSDW abweichen. Besonders deutlich treten diese Strukturen z.B. in den Stationen 238, 239, 242, 249 und 269 in Erscheinung, wo in Wassertiefen von 180 m bis 480 m sekundäre Maxima der Attenuation (INL) gemessen wurden, die mit einer gleichläufigen Temperatur- und Salinitätsreduktion zusammenfallen (Abb. 48). Dies ist ebenfalls aus dem Kurvenverlauf der Station 269 zwischen 310 m und 525 m im T-S-Diagramm ersichtlich, wo innerhalb der Mischungsreihe zwischen NAW und NSDW eine fremde Wassermasse isopyknisch eingeschichtet ist (Abb. 49). Diese im Vergleich zu den umgebenden Wasserschichten um 2-3°C kühleren Anomalien werden aufgrund der der Temperaturreduktion konform verlaufenden Salzgehaltsabnahme um $S > 0,05$ auf die Vermischung von NAW und NSDW mit einer dritten Wassermasse anderer T-S-Eigenschaften, dem Polarwasser (PW), zurückgeführt.

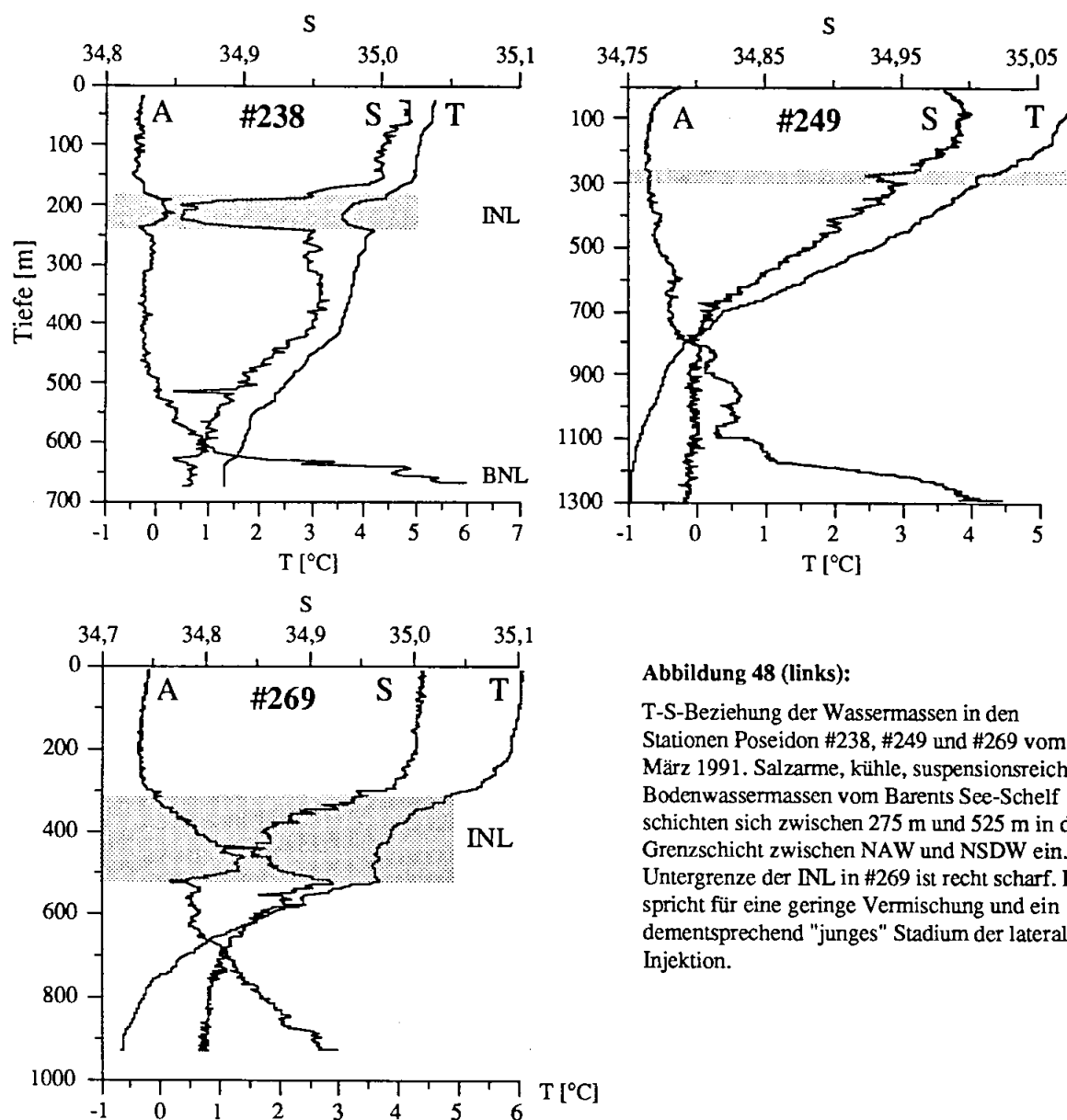
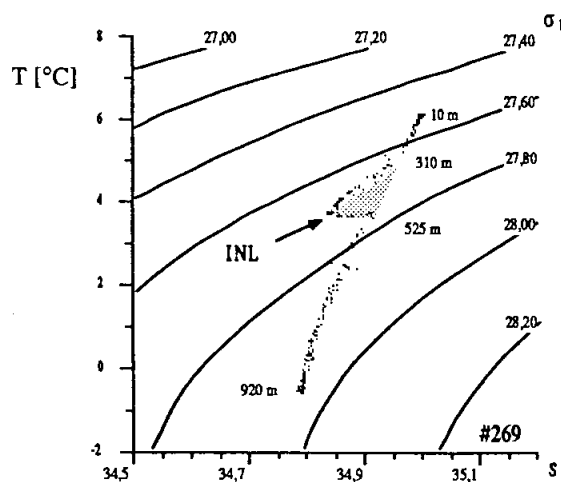


Abbildung 48 (links):

T-S-Beziehung der Wassermassen in den Stationen Poseidon #238, #249 und #269 vom März 1991. Salzarme, kühle, suspensionsreiche Bodenwassermassen vom Barents See-Schelf schichten sich zwischen 275 m und 525 m in die Grenzschicht zwischen NAW und NSDW ein. Die Untergrenze der INL in #269 ist recht scharf. Dies spricht für eine geringe Vermischung und ein dementsprechend "junges" Stadium der lateralen Injektion.

Abbildung 49 (rechts):

T-S-Beziehung in Station Poseidon 269 vom Barents See Hang (Wassertiefe 930 m, März 1991). Zwischen 310 m und 525 m ist eine Bodenwassermasse eingeschichtet, die sich zugleich auch durch einen hohen Trübung auszeichnet (INL).



Das T-S-Diagramm der Stationen 258 und 260 auf dem Barents See-Schelf veranschaulicht die graduelle Vermischung des spezifisch leichten PW an der Oberfläche und dem schwereren, halinen NAW in den flachen Schelfbereichen (Station 258, Abb. 50). Der durch eine konvektive Vermischung gekennzeichnete, etwa 120 m mächtige Wasserkörper zeichnet sich durch eine konstant hohe Attenuation aus [5 bis 28 mg/l, Elverhøi et al. 1989; Pfirman & Solheim 1989]. Aus den reziproken, metrischen Entfernungen der Meßpunkte von den Endgliedern NAW, NADW und PW ergibt sich der jeweilige Vermischungsgrad für verschiedene Tiefenhorizonte. Das mit der Tiefe fortschreitende Mischungsverhältnis strebt einem Bereich zu, welcher durch Temperaturen von 1°C bis 3°C und Salinitäten von $S=34,65-34,75$ aus der Vermischung zwischen NAW und dem PW, etwa im Verhältnis 1:1, charakterisiert ist. Die hydrographische Charakteristik dieses neugebildeten Bodenwassers mit einer Dichte von $\sigma_t \approx 27,75$ stimmt annähernd überein mit der zwischen dem NAW und NSDW gemessenen Dichte in den Attenuationsanomalien.

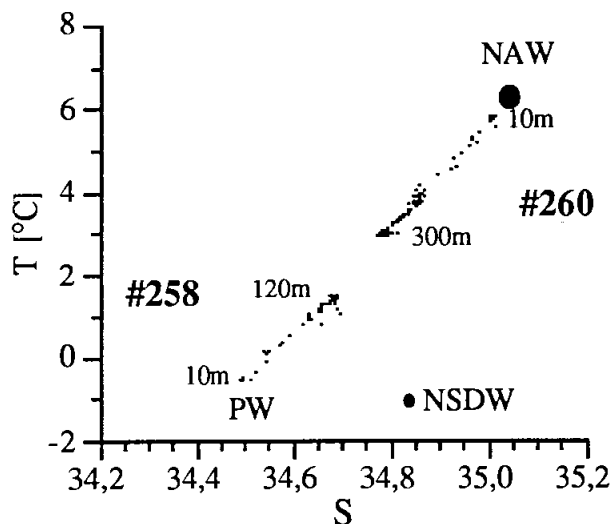


Abbildung 50:

Aus der Vermischung von NAW und PW entsteht ein dichtes Bodenwasser über flachen Bänken auf dem westlichen Barents Schelf. In beiden Stationen wurden eine ebenfalls hohe Trübungswerte gemessen.

5. DISKUSSION

5.1. Wechselbeziehungen zwischen Hydrographie und nepheloiden Schichten am Kontinentalhang im östlichen Europäischen Nordmeer

In den Untersuchungsgebieten wurde eine hohe hydrographische Variabilität innerhalb der saisonalen Deckschicht wie auch an den Grenzschichten benachbarter Wasserkörper festgestellt. Diese Veränderlichkeit ist für die wechselhafte Struktur der nepheloiden Schichten prägend (s. Kap. 4.4). Generell zeigen die Trübungszonen über dem Kontinentalhang ein Attenuationsminimum in mittleren Wassertiefen, dem eine stetige Zunahme der Trübungswerte mit der Tiefe folgt, und ein Maximum in der bodennahen nepheloiden Schicht. Zusätzlich sind generell ansteigende Attenuationswerte in Richtung auf den Kontinentalhang in allen Tiefenstufen dokumentiert. Die Untersuchungs-Ergebnisse belegen aber auch erhebliche, saisonale und kurzzeitige Schwankungen der Attenuation in intermediären und bodennahen nepheloiden Schichten vor dem Barents See-Hang und - regional eng

begrenzt - erhöhte Trübungswerte in der BNL über dem mittleren Hang genau dort, wo hohe Mächtigkeiten spätquartärer Sedimente kartiert wurden. Im folgenden soll nun versucht werden, die Zusammenhänge zwischen hydrographisch induzierten Strömungseffekten und den gemessenen Trübungswerten in den nepheloiden Schichten am Kontinentalhang aufzuzeigen.

5.1.1. Trübungsanomalien als ein Hinweis auf einen Sedimenttransport in nepheloiden Schichten

Die ermittelten Attenuations- bzw. Transmissionswerte in der vorliegenden Arbeit sind nur ein relatives Maß für den Partikelgehalt im Meerwasser. Da weder der Transmissions-Sensor der Neil-Brown Sonde noch der Attenuations-Sensor der Kieler ME-Sonde für den Einsatz in diesem Meeresgebiet kalibriert waren, erlauben die Trübungs-Messungen keine quantitativen Aussagen, wie es z.B. über *in situ*-Filtration und geeichten Transmissions- und Attenuations-messungen ermöglicht würde [z.B. Sternberg et al. 1991]. Inwieweit können also regionale Attenuationsanomalien als ein Hinweis auf lateral advectierte Sediment-Partikel gelten und somit als Indiz für die Diskussion des Sedimenttransportes in den bodennahen Trübeschichten verwendet werden?

Der Attenuations-Parameter ist ein aus mehreren Komponenten zusammengesetztes Signal. Er spiegelt den Gehalt an suspendierter organischer und anorganischer Materie sowie auch der kolloidal gebundenen und gelösten Stoffe im Meerwasser wider [Bishop 1986a; Gardner 1985a]. Insbesondere im Oberflächenwasser innerhalb der photischen Zone kann das Trübungssignal regional und saisonal variieren und durch die Primärproduktion noch modifiziert werden [Gardner et al. 1985a; Bishop 1986a]. Dies liegt darin begründet, daß das Trübungssignal auch eine Funktion der Partikelgröße in der Suspension ist [Gardner & Walsh 1990] und die Häufigkeit großer, biogener Partikel in der photischen Zone am höchsten ist, während dagegen im Bodenwasser resuspendierte, lithogene Partikel dominieren [Richardson 1987]. Unter der Voraussetzung eines für das jeweilige Meeresgebiet geeichten Trübungssensors könnte aus den Trübungsprofilen indirekt auf Partikelkonzentrationen geschlossen werden, da der Attenuations-Koeffizient für Partikel gleicher Größe, Oberflächenstruktur und Refraktionsindex eine lineare Funktion der Partikelkonzentration ist [Bartz et al. 1978; Gardner 1989b].

Die aus bodennahen Wassers schöpferproben über dem Hochakkumulationsgebiet Barents See-Hang ermittelte Seston-Gehalte (Summe der biogenen, lithogenen und organischen Partikel) zeigen keine gute Korrelation zu der im Winter am Boden gemessenen Attenuation [L. Thomsen, mdl. Mittlg.]. Dies kann im wesentlichen auf die noch unzulängliche Probennahme aus den Wassers schöpfern einerseits und auf die zu geringe Übertragungsrate des Attenuationssensors zurückgeführt werden, denn schon wenige grobe Partikel können für eine hohe Meßwert-Streuung sorgen. "Leichte" Partikelkollektive ["POC" oder "TOC", L. Thomsen, mdl. Mittlg.] zeigen dagegen eine gute regionale Übereinstimmung mit den aus den hydrographischen Schnitten berechneten Temperatur-Verteilungen und letztlich auch mit den Sedimentakkumulationen am Boden.

Ein weiterer Ansatz für die Beantwortung dieser Frage bietet der saisonale Vergleich der Trübungsmessungen (s. Kap. 4.4., Abb. 47). Partikel-Untersuchungen an Multinetzfängen [Gerlach

& Graf 1990] aus den nepheloiden Schichten des Zwischenwassers und der bodennahen Trübezzone am Barents See-Hang im Sommer bestätigten, daß die erhöhten Transmissionswerte in BNL und INL nicht nur durch vom Boden resuspendierte Partikel hervorgerufen wurden [bis 1.000 m über dem Meeresboden, Gerlach & Graf 1990], sondern z.T. auch durch hohe Individuenzahlen einer möglicherweise eigenständigen, bentho-pelagischen Biozönose zu erklären sind [P. Linke, mdl. Mittlg.]. Insbesondere der Anteil an noch lebenden, planktischen Individuen im Wassertiefen unterhalb 600 m, also weit unterhalb der photischen Zone, kann nur durch eine laterale Verdriftung dieser Faunen erklärt werden. Vorstellbar ist eine "Verschleppung" von Organismen durch Bodenwassermassen vom Schelf. Geht man davon aus, daß vor allem in den Sommermonaten mit einer gesteigerten Primärproduktion [Bodungen 1989] vergleichsweise große, biogene Partikel eine gewichtige Komponente zum Transmissionssignal beitragen, dann muß dieser Effekt im Winterhalbjahr mit entsprechend reduzierten Abundanzen einerseits und einer demgegenüber gesteigerten lateralen Advektionskomponente am flachen Barents See-Schelf andererseits als vergleichsweise untergeordnet eingestuft werden. Diese Schlußfolgerung wird durch Sedimentfallen-Untersuchungen vor dem Storfjord bestätigt, in denen die Flußraten ein saisonales Signal widerspiegeln [Honjo 1990]. Die höchsten Flußraten wurden von Dezember bis Januar mit Werten von $136 \text{ mg/m}^2 \cdot \text{d}$ gemessen; zu 60 % waren daran ausschließlich lithogene Partikel der Korngröße $< 1000 \mu\text{m}$ beteiligt [Falle BI, 1.700 m Wassertiefe, Honjo et al. 1988].

Ein Antriebsmechanismus für die saisonal schwankende Advektionskomponente am Barents See Kontinentalhang wären polare Tiefdrucksysteme. Die Zugbahnen reichen von der Barents See bis in die südliche Norwegen See. Das Maximum der Sturmhäufigkeit liegt im Winterhalbjahr [Wilhelmsen 1985; Hasse 1988]. Der im Mittel nach Süden gerichtete Windstreß reißt die neugebildete Meereisdecke auf, einzelne Treibeisfelder verdriften nach Westen. In den nun eisfreien Gebieten über dem flachen Schelf wird Sediment resuspendiert und über die Schelfkante in die Tiefsee transportiert. Da die Resuspensionsleistung z.T. eine Funktion der Rotationsenergie der Wirbel ist [Shideler 1981; Gross et al. 1988], werden die gemessenen Trübungsmaxima in der BNL auf strömungsinduzierte Turbulenzen zurückgeführt. Anschließend wird deshalb davon ausgegangen, daß die gemessenen Schwankungsbreiten der Attenuation in vergleichbaren Tiefenstufen weniger in veränderten biologischen Produktionsraten bzw. variierenden Abundanzen, als vielmehr in saisonal unterschiedlich stark wirkenden Advektionsprozessen unter Beteiligung vor allem kleiner Korngrößen begründet liegen müssen. Die Struktur der nepheloiden Schichten und ihre zeitliche und räumliche Variabilität am Kontinentalhang kann daher als ein Maß für die Partikelkonzentration in diesen Wasserschichten aufgefaßt und im Zusammenhang mit Fragen des Sedimenttransportes diskutiert werden.

5.1.2. Die nepheloiden Schichten über dem westlichen Barents See-Kontinentalhang

Die Ursachen für die bodennahe Trübungszone am Barents See-Hang liegen besonders in der räumlichen Nähe zu einem glaziomarinen Sedimentationsraum, der Barents See, begründet. Wie auch beim Rückzug der Gletscher in der letzten Abschmelzphase, sorgen rezent hochkonzentrierte Schmelzwasser-Suspensionen, die als kanalisierte Unterströme durch ein weitverzweigtes Drainagesysteme topographischer Depressionen schließlich aus submarinen Gletschertoren strömen,

für einen erheblichen Partikeleintrag in die Wassersäule [Pfirman & Solheim 1989]. Es wurden schon Partikelkonzentrationen von 300-500 mg/l im Sommer nahe der Eiskante gemessen [Elverhøi & Solheim 1983], während Komponenten aus dem fluviatilen, biogenen oder äolischen Eintrag dagegen nur untergeordnet beteiligt sind [z.B. Windom 1969; Honjo 1990]. Die vorwiegend aus Silt- und Tonkorngrößen zusammengesetzten Suspensionen dünnen jedoch schnell durch die Sedimentation grober Komponenten sowie auch kleiner Partikel durch die biologische Fixierung und Agglomeration im Kontakt mit dem Meerwasser aus [McCave 1984; Eisma 1986]. In proximalen Eiskantenbereichen werden dadurch mächtige Schmelzwasser-Ablagerungen mit Sedimentationsraten von 15-20 cm/Jahr gebildet [Elverhøi & Roaldset 1983; Pfirmann & Solheim 1989], die jedoch beim saisonalen bzw. klimatisch kontrollierten Rückzug wieder resuspendiert werden können. Die Schmelzwasser-Suspension verbreiten sich je nach Dichte an der Wasseroberfläche, in Zwischenwasserschichten oder als Unterstrom [Elverhøi & Roaldset 1983; Powell & Molnia 1989].

Auf dem Barents See-Schelf wurde in distalen Eiskantenbereichen bis in 100 m Wassertiefe noch etwa 5 bis 28 mg/l suspendiertes Material $< 40 \mu\text{m}$ gemessen [Pfirman 1985; Elverhøi et al. 1989]. Partikelkonzentrationen über 38 mg/l wurden in Suspensions-Unterströmungen bestimmt [Pfirman 1985], von denen man annehmen kann, daß sie eine weitere Verbreitung der Partikel aus Schmelzwasser-Suspensionen fördern. Aus geostrophischen Gradienten wurden im Bodenwasser über der Spitzbergenbank und in der Region um Kveitehola Bodenstrom-Geschwindigkeiten von $U_{1m}=15-42 \text{ cm/s}$ berechnet, die ausreichen, um Grobsilt und auch geringe Beimengungen von eisbergtransportierten Sanden zu resuspendieren [Elverhøi & Roaldset 1983; Pfirman 1985]. Zudem zeigen numerische Simulationen der Gezeiten bedeutende Amplituden und Restströme über der Spitzbergenbank [Harms & Backhaus 1990].

Die Bodenwasserbildung (s. Kap. 4.4.) aus einer Eddy-artigen, konvektiven Vermischung [Ikeda 1984; Muench & Schuhmacher 1985] in der im Winter über den Barents See-Schelf nach Westen progradierenden Eisrandzone dürfte die hohen Partikelkonzentrationen in der BNL durch Resuspension noch weiter ansteigen lassen [Midttun 1985; Vinje 1985; Blindheim 1989]. Die Bodenströme können die während der Sommermonate produzierte Phytoplanktonblüte zusammen mit einer glaziomarinen Komponente aus den Schmelzwasserschichten resuspendieren, und diese entweder in Schelfdepressionen ableiten, in denen ein abschließender Sill ein weiteres Abfließen in tiefere Wasserschichten zunächst verhindert (Kveitehola), oder direkt durch submarine Abflußtäler wie den Storfjord oder den Bäreninsel-Trog bis über die Schelfkante transportieren [Honjo 1990]. Über die freie Verbindung zum Tiefenwasserkörper wird ein nicht zu unterschätzender Beitrag zur pelagischen Partikelsedimentation geleistet [Sarynina 1972; Midttun 1985; Blindheim 1989]. Nach dem Modell von Nelson et al. [1973] eines entweder durch Gullies am oberen Hang kanalisierten und den Kontinentalhang herunter kaskadierenden Bodenwassers oder einem breitgefächertem Abfließen über flache Schelfbänke, sind die nepheloiden Zwischenschichtmaxima in der Grenzschrift zwischen NAW und NSDW in Wassertiefen zwischen 200 m und 800 m, die eine identische Wassermassencharakteristik aufweisen, als Relikte der Bodenwassermassen vom Schelf zu erklären. Damit stellt das Absinken der Bodenwassermassen auf Schelfen hoher Breiten einen wichtigen Transport-Prozeß für die Entstehung von Hochakkumulationsgebieten am Kontinentalhang dar.

Durch die Abnahme der Trübung in der BNML in Station 266 (Abb. 46) könnte ein bodennaher Suspensionsstrom erfaßt worden sein, der entweder unterschiedlich hohe Partikel-Konzentrationen aufweist, oder gerade in seinem Endstadium erfaßt wurde [McCave 1986]. Wird eine mittlere Partikelgröße von 20 μm im Suspensionstrom angesetzt [HEBBLE-Gebiet, Nowell et al. 1985], so ist die (optimale, vertikale) Sinkgeschwindigkeit dieser Silt- bzw. Tonpartikel mit $\approx 1,20 \text{ m/h}$ viel zu gering, als daß die Sedimentation dieser Partikel zu einer Abnahme der Attenuation von 1,5%/m innerhalb einer Stunde in der 50 m mächtigen BNML führen kann. Andererseits können auch Tidenströmungen oder interne Wellen an Sprungschichten zwischen Wasserkörpern unterschiedlicher Dichte vergleichbare Effekte hervorrufen [Fahrbach & Meincke 1978; Caccione & Drake 1986; Gardner 1989a].

Die Dichte dieser in Februar 1991 gemessenen Bodenwassermasse ist mit $\sigma_t=27,75$ (Abb. 49) relativ niedrig im Vergleich zu Meßwerten aus der östlichen Barents See von $\sigma_t=28,20$ [Midttun 1985] oder $\sigma_\theta=28,30$ ["Storfjord-Plume" in 600 m Wassertiefe, Quadfasel et al. 1988]. Ein Grund dafür mag in dem verstärkten Einstrom des warmen Atlantikwassers auf den Barents See-Schelf sein, wodurch das kalte PW und die neugebildeten Meereismassen an der Oberfläche zurückgedrängt wurden. Aufgrund ihrer vergleichsweise geringen Dichte schichten sich die über die äußere Schelfkante abfließenden Bodenwassermassen daher auch nur bis zu einer Tiefe von 480 m zwischen NAW und NSDW im Westspitzbergen-Strom ein (Abb. 48).

Die Topographie des mit nahezu konstanter Neigung nach SW einfallenden oberen Hanges verdeutlicht, daß der Faktor Hangneigung keinen Einfluß auf die Einschichtungstiefe der Bodenströme hat (s. Abb. 14, S. 45). Die Einschichtung erfolgte isopyknisch. Diese Wassertiefe entsprach also dem hydrodynamischen Zustand des Dichtenausgleichspunktes, in dem die Bodenwasser-Suspension keinen Energiegewinn mehr aus der Beschleunigung durch Dichtedifferenz, Hangneigung oder dem Suspensionsvolumen bezieht, die Potentialdifferenz zwischen Trübestrom und der umgebenden Wassermasse also vollständig eliminiert ist [Laval et al. 1988]. Die aus der Vermischung mit dem NAW und NSDW und der Scherung resultierende Geschwindigkeitsabnahme nach der Einschichtung des Bodenstromes ["cascading", Nelson et al. 1973; McCave 1986] führt zur Sedimentation aus diesen intermediären, nepheloiden Schichten nach einem Verlust an Geschwindigkeit meist schon über dem oberen Hang in Wassertiefen ab 480 m. Je nach Einschichtungstiefe werden die sedimentierenden Partikel durch die moderaten Strömungsgeschwindigkeiten im querenden West-Spitzbergenstrom, 15 cm/s in 100 m Wassertiefe und 8 cm/s in 954 m Wassertiefe [Aagaard et al. 1987; Legutke 1989] nicht weit verdriftet und tragen zur Sediment-Akkumulation im Tiefenwasser am mittleren bis unteren Kontinentalhang bei.

Im Gegensatz zu den niedrig-energetischen Trübeströmen verdeutlichen die in den hangnormalen Profilschnitten dokumentierten, regionalen Attenuations-Anomalien über dem Meeresboden im NSDW, daß im Bereich des Hochakkumulationsgebietes am Barents See-Hang Prozesse mit einer Resuspensionsleistung aktiv gewesen sein müssen, ähnlich dem Storfjord-Bodenwasser, welches als Dichteanomalie bis weit in den Tiefenwasserkörper verfolgt werden konnte [Quadfasel et al. 1988]. Eine Möglichkeit wäre die Neubildung von dichtem Wasser bei der Meereisbildung in den kalten Wintermonaten [Blindheim 1989]. Geht man davon aus, daß durch Winterwasser initiierte Bodenstrom-Prozesse bei nur wenig geänderten Randbedingungen (kühler, salzreicher und

suspensionsreicher) für den vermehrten und zugleich auch regional konzentrierten Partikeleintrag bis in den bodennahen Tiefenwasserkörper verantwortlich zeichnen, so gleichen diese Annahmen dem "near boundary sinking" - Modell mit Tiefenkonvektion von Killworth [1983]:

- ein **Reservoir** für das bei der Meereisbildung generierte, dichte Winterwasser: das etwa 100 km sich E-W erstreckende, glazial geformte Tal Kveitehola. Zwei Sills mit Satteltiefen von ca. 250 m trennen die tieferen Becken vom oberen Hang.
- eine **Quelle für dichtes Wasser** in der Nähe dieses Reservoirs: Ausbildung von Salzlaken durch die über den Winter neugebildete Meereisdecke (Spitzbergenbanken, Bäreninsel) und Formation von Bodenwassermassen
- der **dynamischer Antrieb** für die Entleerung des Reservoirs: das Sturmereignis.
- eine **offshore-Wassermasse zur Vermischung**: salzreiches NAW und kaltes NSDW.
- ein **dynamischer Grund zum Absinken** in große Tiefen: Hangneigung und Dichteerhöhung durch Aufnahme von Sediment und Salz (NAW).

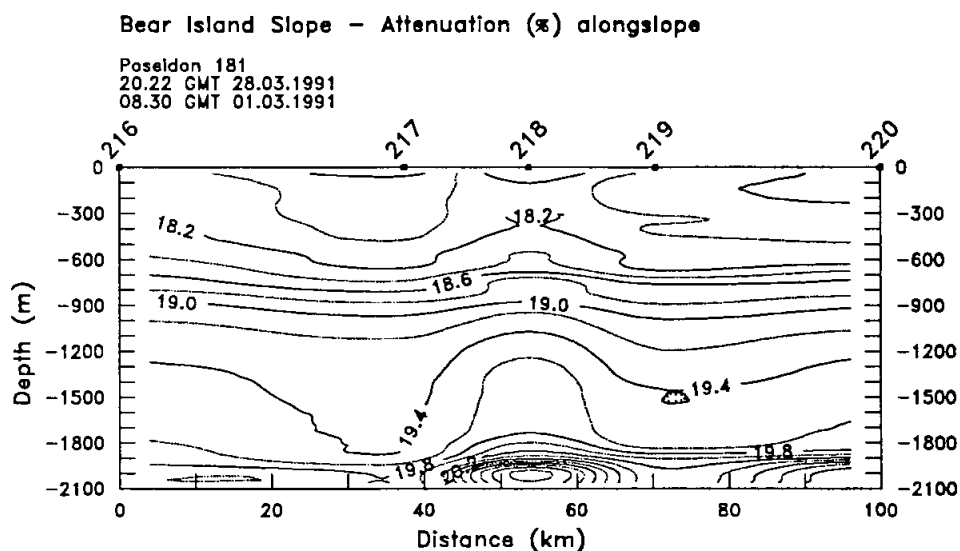


Abbildung 51: Hangparalleles Attenuationsprofil vor dem westlichen Barents See-Hang in seewärtiger Verlängerung des Gullies Kveitehola, Wassertiefe ca. 2.000m. Zu erkennen ist eine lokale Trübungs-Anomalie im Tiefenwasserkörper, die entweder als "fingerprint" einer Winterwassermasse gedeutet oder als eine Wirbelstruktur aufgefaßt werden kann.

Dieses Szenario war möglicherweise wenige Tage vor den Messungen am westlichen Barents See-Hang (28.02.-12.03.1991) existent. Die Auswirkung eines solchen Winterwasser-Ereignisses auf die BNL sind möglicherweise in dem ersten hangparallelen Profil kurz nach der Verdrängung der Meereisdecke anhand der lokal erhöhten Attenuationswerte erfaßt worden (Abb. 51). Obwohl zu diesem Meßzeitpunkt die Attenuationswerte am Kontinentalhang durch das Sturmtief, am 27.02.1991 sind 8-10 Bft gemessen worden [Fahrtbericht Poseidon 181] generell erhöht waren und eine intensive konvektive Vermischung auch in Stationen mit einem eher pelagischen Charakter bis in Tiefen von 450 m stattfand, wurden unterhalb der Grenzschrift zwischen NAW und NSDW, genau in westlicher Verlängerung von Kveitehola, regional erhöhte Attenuationswerte in Bodennähe gemessen

Kveitehola könnte als "fingerprint" eines sturminduzierten Abfließens von Winterwasser aus dem Reservoir gedeutet werden. Die hyperpyknische T-S-Charakteristik dieser Bodenwassermasse war in den Messungen nicht zu dokumentieren. Lediglich die lokal erhöhte Attenuation, das Resultat der turbulenten Vermischung des Suspensionsstromes mit den umgebenden Wassermassen und der Resuspension am Boden, könnte als Indiz für diesen Bodenstrom gelten.

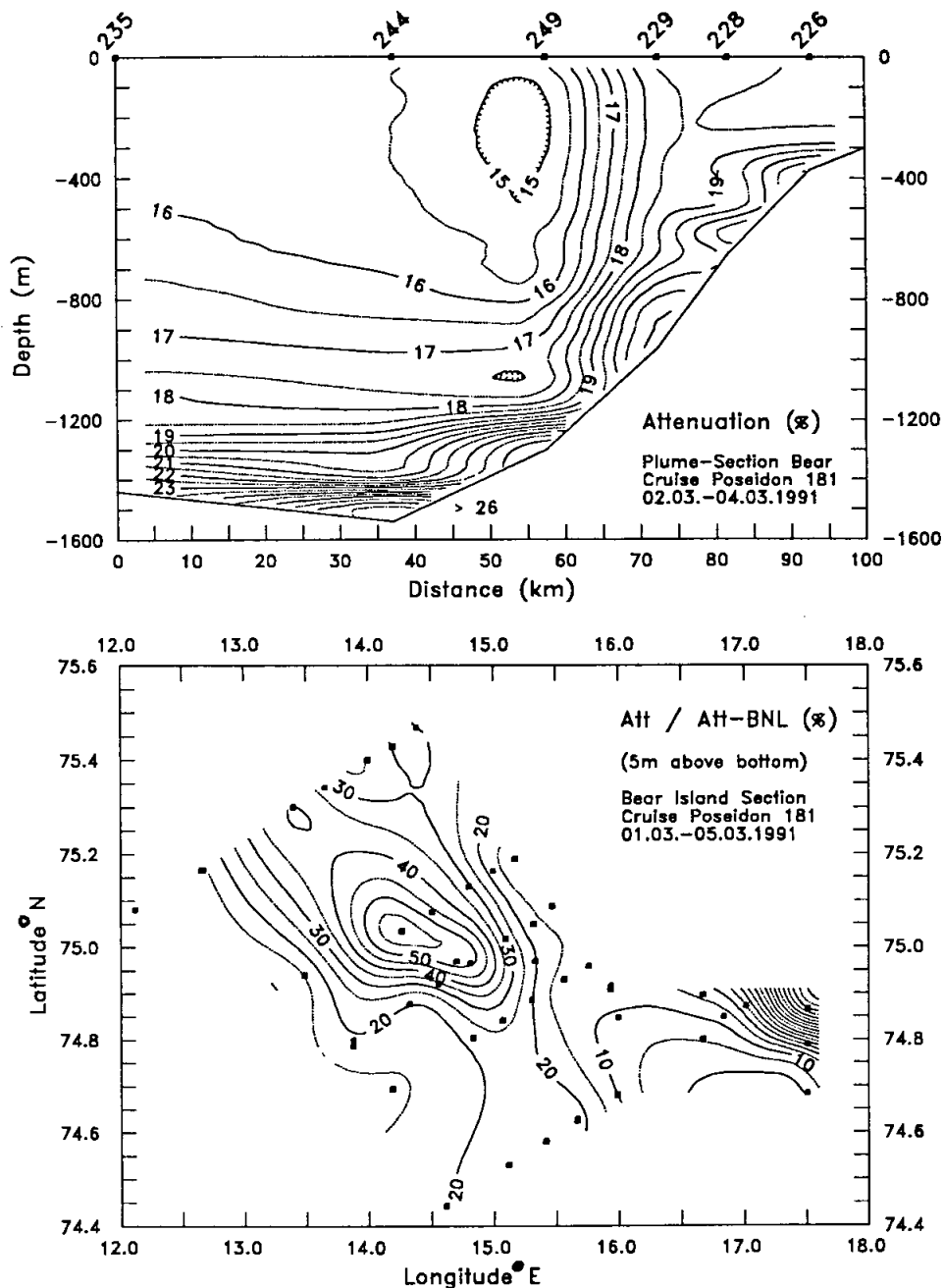


Abbildung 52: a) Hangnormales Attenuationsprofil über den westlichen Barents See-Hang vom Gully Kveitehola westlich der Station 226 über das Hochakkumulationsgebiet in Richtung NW. Die bodennahe Trübezone zieht sich mit Attenuationswerten von > 19 %/m den Hang hinunter bis in den Tiefenwasserkörper mit einem Maximum bei 1.500 m Wassertiefe. b) Attenuationsverteilung in 5m über dem Boden am westlichen Barents See-Hang vom Gully Kveitehola. Etwa zwischen 14°E und 15°E und 75°N hebt sich eine Attenuationsanomalie gegenüber der Umgebung ab, in der die Attenuation am Boden gegenüber der Attenuation im Zwischenwasserminimum um mehr als 50% erhöht ist. Vergleichbar hohe Werte werden nur in der Depression Kveitehola hinter einem Sill erreicht.

Weitere Hinweise für diese Interpretation ergeben sich aus der regionalen Kartierung der Attenuation. Genau in seewärtiger Verlängerung des Gullies Kveitehola zeichnet sich eine Zone bei 75°00'N und 14°30'E ab, in der die Attenuation in 5 m über dem Boden deutlich höher liegt als im Zwischenwasserminimum, nur übertroffen durch die Maximalwert im Liefergebiet auf dem Schelf in Kveitehola selbst (Abb. 43 f). Die langgezogene Struktur zieht sich unterhalb einer Wassertiefe von etwa 900 m mit einer nur schwachen Trübungsabnahme in Strömungsrichtung etwa hangparallel nach NW. In vergleichbaren Wassertiefen südlich von Kveitehola dagegen ist nur eine schwache Erhöhung festzustellen. Die bodennahe Konzentration der Attenuation kommt noch deutlicher in dem Profil BEAR-Plume (Abb. 52 b) zum Ausdruck, in dem die Attenuationsanomalie geschnitten wird.

5.1.3. Die nepheloiden Schichten über dem mittelnorwegischen Kontinentalhang: Ausdruck der hydrographischen Veränderlichkeit im NAW, NCC und NSDW

In den Untersuchungsgebieten seewärts Røstbanken und Gamlembanken dominieren das NAW und NCC in der ozeanischen Deckschicht [z. B. Dietrich 1969]. Da rezent die Schmelzwasser-Fracht der Hochland-Gletscher letztlich in den Fjorden gefangen wird [Qvale 1986], kann sie in dieser Region als Quelle für Partikel in der BNL ausgeschlossen werden. Sediment-resuspendierende Strömungen entstehen aber auch hier aufgrund lateraler Druckgradienten im Wasser selbst oder durch die Einwirkung von Tiden [Schwidorski 1986; Gardner 1989a]. Diese **interne Variabilität** kann aber durch atmosphärische Windanomalien, die ihre Di- und Konvergenz über den Ekman-Transport auf die oberflächennahen Wasserschichten übertragen, zusätzlich verstärkt oder auch erst **extern** induziert werden [Lagun & Romanov 1985].

Steuerungsfaktoren der BNL über dem mittelnorwegischen Schelf: Wind- und Luftdruck-Variationen erzwingen über den Ekman-Transport an der Grenzschicht Wasser-Luft direkt Dichteanomalien im Oberflächenwasser, die wiederum Strömungseffekte nach sich ziehen [Eide 1979; Audunson et al. 1981; Ikeda 1984]. Solche auch in kleinen Skalen wirksamen, kurzzeitig hochenergetischen Divergenzen bzw. Konvergenzen haben neben Tidenströmungen oder Sturmwellen Konsequenzen für die intensive Durchmischung und somit für Erosion und Transport von Sediment vor allem in geringen Wassertiefen auf dem Schelf. Unter günstigen meteorologischen und topographischen Bedingungen ist der lokale Energieaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre in der Norwegen See, z. B. in Form einer regionalen Abkühlung der Deckschicht, auch im Einflußbereich des norwegischen Küstenstroms zu erwarten [Heaps 1980; Lagun & Romanov 1985].

Detaillierte Untersuchungen zeigen immer wieder, daß auch ein nur kleinskalig-morphologisches Relief das Strömungsverhalten von Wassermassen erheblich beeinflußt und die Sedimentverteilung am Boden steuern kann [Meincke 1972; Beck 1981; Hogg 1982; Jensen et al. im Druck]. Insbesondere an hydrographischen Frontensystemen, auch zwischen NAW und NCC, werden mesoskalige Wirbel induziert, deren Energie-Niveau das der umgebenden Wassermassen bei weitem übersteigt [Sætre & Mork 1981; Koshlyakov 1986; Monin 1986]. So berichtet Eide [1979] von einem isolierten Wirbel im NCC über Haltenbanken (s. Abb. 1). Diese Struktur kann entweder primär dem externen Trigger Windschubspannung [Sætre et al. 1988], aber auch dem

topographischen Effekt auf gerichtete Strömungen am Meeresboden ["Taylor-Säule", Hogg 1973; Brechner & Hogg 1980; Bigg 1984] oder der Front-Vermischung innerhalb der halinen Zirkulation zwischen dem NAW und dem NCC zugerechnet werden [Heaps 1980; Audunson et al. 1981; McClimans & Nilsen 1983]. Allen gemeinsam sind die für bodennahe Transportprozesse entscheidenden Auswirkungen, daß die Geschwindigkeit in diesen Wirbeln typische benachbarte Strömungen um den Faktor 10 übersteigen kann, was zu einer Potenzierung der kinetischen Energie führt [Dickson et al. 1982]. Auf diese Weise, durch Windschubspannung oder hydrographische Front-Vermischung induzierte Bodenströmungen könnten die temporären Geschwindigkeitsspitzen in den Bodenstrommessungen vom Schelf von maximal 40-50 cm/s bei Haltenbanken im Gegensatz zu ansonsten moderaten Strömungsgeschwindigkeiten von 2-6 cm/s in den flachen Wassertiefen im NCC erklären [Eide 1979]. Damit stünde ein quasi-stationärer Prozeß zur Verfügung, der in der Lage wäre, ständig Sediment in die BNL zu resuspendieren.

Aus den geschilderten atmosphärischen und ozeanographischen Prozessen resultieren potentielle Antriebe für temporäre Dichte-Ausgleichsströmungen über dem norwegischen Schelf. Der Bodenstrom-Effekt auf die Sedimentation und Resuspension sollte somit gerade in geringen Wassertiefen, wie es für die Schelfbänke Røstbanken und Gamlembanken zutrifft, besonders wirksam sein.

Die Überprüfung dieser Hypothese im März 1991 [Fahrtbericht Poseidon 181] in 13 CTD-Stationen oberhalb von 300 m Wassertiefe, verteilt über einen Meßzeitraum von 5 Tagen, erbrachte bei für die herrschende Jahreszeit normaler Witterung jedoch keine bemerkenswerten Dichtedifferenzen in den Wasserschichten über den flachen Bänken. Die Attenuation war allein im NCC an der Oberfläche leicht erhöht. In beiden Regionen, um Røstbanken und Gamlembanken, wurde jedoch in früheren Ausfahrten Strömungsmarken und Restsediment-Areale entdeckt, die auf ein energiereiches Bodenstrom-Regime auf dem äußeren Schelf hindeuten [Gerlach et al. 1986; Rumohr im Druck]. Kometenmarken in mit 30° streichenden, schräg den Hang hinabweisenden Sandbändern sind Merkmale zumindest in den Spitzen äußerst starker Bodenströmungen [> 75 cm/s Geschwindigkeit, Werner 1983; Gerlach et al. 1986]. Diese Strömungsindikatoren in ca. 200 m Wassertiefe weisen von den "bedload"-Arealen auf dem Schelf hangab in Richtung auf kleine Gullies am oberen Hang [Kenyon 1987; s. Abb. 10, S. 39]. Möglicherweise sind Richtungs-Assymmetrien von Tidenströmungen [Schwiderski 1986] die Ursache für Resuspension und Netto-Sedimentbewegungen zumindest feiner Korngrößen in der BNL auf solchen linearen Transportbahnen. Auch Auswirkungen extremer Sturmbedingungen bis auf die Sedimentoberfläche in Form von Riesen-Rippeln aus Grobsand in Wassertiefen von 135-140 m sind nachgewiesen [Werner & Unsöld, pers. Mittlg.]. Durch Windschubspannung - ein Sturm mit 52 Knoten (10 Beaufort) Windgeschwindigkeit verursacht in 200 m Wassertiefe Bodenströmungen von ca. 25 cm/s - kann die Geschwindigkeit welleninduzierter, oszillatorischer Bodenströme noch um den Faktor 4 bei idealen topographischen Voraussetzungen erhöht werden [Ewing 1973]. Außerdem konnten Schleppspuren von Grundfischerei, die ein lokal nicht zu unterschätzender Faktor für Resuspensionsleistungen sind [Werner et al. 1990], bis max. 500 m Wassertiefe seewärts Røstbanken mit dem Seitensicht-Sonar kartiert werden [Gerlach et al. 1986].

Daraus kann der Schluß gezogen werden, daß die Resuspension von Sediment auf flachen Schelfen der gemäßigten Breiten im wesentlichen atmosphärisch gesteuerten Fluktuationen mit einem eher episodischem Charakter unterliegen dürfte. Numerische Simulationen der Auswirkungen des Windsystems auf die ozeanische Deckschicht bestätigen diese Abschätzung und weisen die Windschubspannung als einen wesentlichen Faktor für die Variabilität der Bodenstrommuster im Zeitraum von Tagen bis Monaten aus [Legutke 1991]. Aufgrund der Schlußfolgerungen des vorangegangenen Kapitels muß die Ursache für die regional erhöhten Attenuationswerte in der BNL seewärts unterhalb der Schelfbänke in der internen, hydrographischen Variabilität gesucht werden. Die regionale Kartierung der Attenuation und der Temperatur als beschreibender Parameter für die regionale Hydrographie erwiesen sich für diesen Zweck als besonders hilfreich.

Aus den Attenuationsmessungen unterhalb **Gamlembanken** ergaben sich Anhaltspunkte für die Diskussion einer von der mesoskaligen Hydrographie kontrollierten Verteilung der BNL innerhalb des Tiefenwassers in einem Tiefenbereich unterhalb von 600 m (s. Kap. 4.4.), der bei normalen Witterungsbedingungen nicht von atmosphärischen Faktoren beeinflusst wird. Auf dem bis auf das Vøring-Plateau hinaus reichenden hangnormalen Profil GAM-D (Abb. 36 c) lassen der wellenförmige Verlauf der Isothermen in der thermohalinen Übergangsschicht zwischen NAW und NSDW Ähnlichkeit mit den Skalen und der geographischen Position stationärer, interner Wellen am Kontinentalhang erkennen [Krauss 1958; "Welle γ ", Dickson 1972]. Die kartierte, horizontale Temperaturverteilung mit langgestreckten Strukturen in unterschiedlichen Wassertiefen von 600 m und 800 m (Abb. 37) und die hohen Temperaturdifferenzen bis 4°C innerhalb einer Tiefenstufe (400 m) ist der Ausdruck einer mesoskaligen Variabilität, wie sie für Wirbelstrukturen typisch ist (vergl. auch Abb. 4 mit 37 b,c). Die regionale Anordnung dieser Inhomogenitäten, die in einem großräumigen Horizontalschnitt durch eine thermale Bänderung von Wellentälern und -bergen erkennbar ist (Abb. 4), wird vom Kontinentalhang topographisch gesteuert [Dickson 1972]. Dies kann anhand der kartierten Temperaturverteilungen unterhalb 600 m Wassertiefe bestätigt werden, wenn man berücksichtigt, daß die Meßbox Gamlembanken diese longitudinalen Eddies mit Größenskalen von 50 km bis 200 km Durchmesser jedoch nur in einem vergleichsweise kleinräumigen Ausschnitt anschneidet. Der tatsächliche Bezug zwischen den einzelnen Wirbeln und den Stromfilamenten im NAW wird daher nicht so deutlich wie bei Sælen [1963] und Dickson [1972].

Ausschlaggebend für die Struktur der BNL in den Untersuchungsgebieten und damit für die Advektion der feinkörnigen Partikel ist, daß Wirbelsysteme in der Nordhemisphäre je nach Drehsinn Divergenzen (zyklonisch) oder Konvergenzen (antizyklonisch) ausbilden. Da die Wirbel am norwegischen Kontinentalhang im nach Norden strömenden NAW immer zyklonisch sind, muß eine derartige Konfiguration einen lokalen Auftrieb hervorrufen. Genau dieser Fall kann in den Horizontalschnitten der Temperatur beobachtet werden: die in Kontakt mit dem Kontinentalhang stehenden Wirbel werden jeweils durch kühlere Temperaturen aus tieferen Wasserschichten repräsentiert (Abb. 37 c, d, e). Ein hangparalleler Schnitt von Temperatur und Attenuation aus Stationen mit etwa gleicher Wassertiefe (Abb. 53) verdeutlicht, daß zu dieser beschriebenen hydrographischen Verteilung in 600 m bis 800 m die regionalen Attenuationsmaxima am Boden mit einer Größenordnung von < 20 km im Durchmesser korrelieren (vergl. Abb. 53 rechts oben mit 37 b,c).

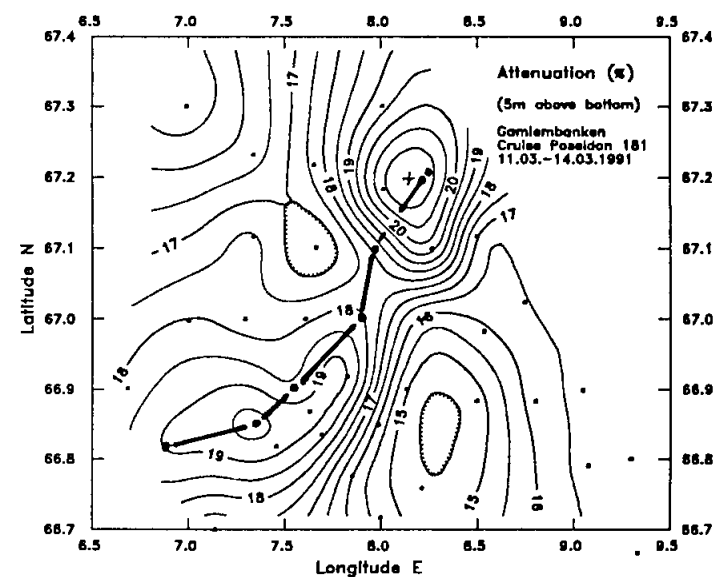
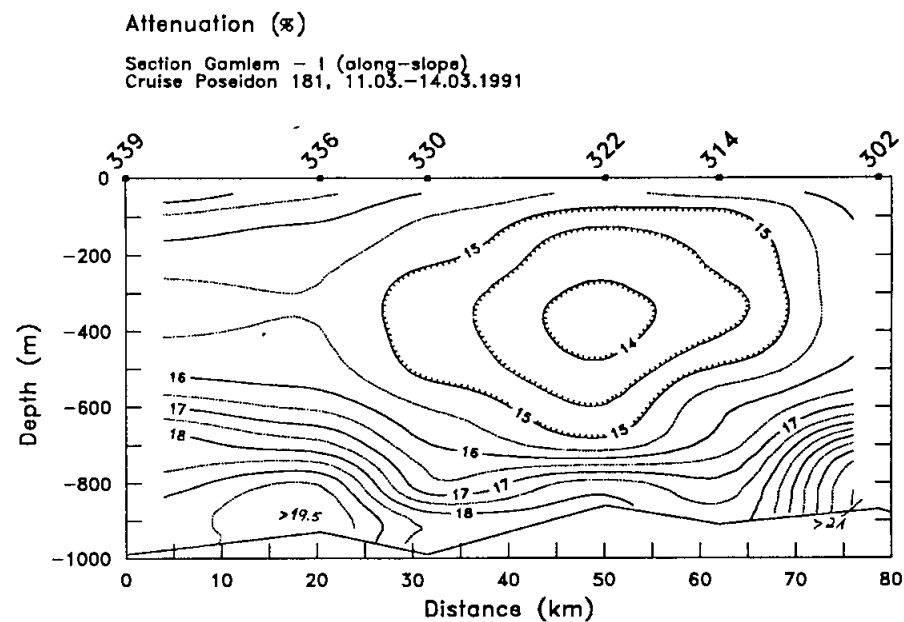
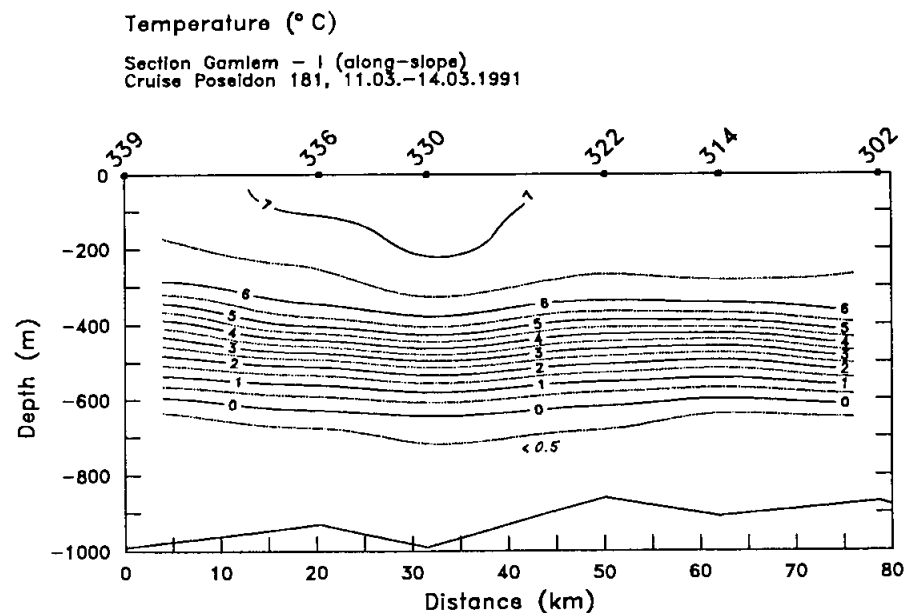


Abbildung 53: Hangparalleler Schnitt in etwa 1.000 m Wassertiefe in der Meßbox Gamlembanken. Die Attenuation am Boden ist im Vergleich zu einem Minimum im NAW ($< 15 \text{ } \%/m$) regional erhöht. Diese im Durchmesser etwa 20-30 km große Anomalie kann durch eine Wirbelstruktur am Kontinentalhang im bodennahen Tiefenwasser erklärt werden.

Mit Wirbeln, deren Verbreitung von der Topographie gesteuert wird [Roberts et al. 1974], könnten die in den Bodenstrommessungen beobachteten, hohen Stromspitzen von $U_{sm}=175$ cm/s in 794 m Wassertiefe (s. Abb. 38) als "Orbital"-Strömungsgeschwindigkeiten in diesen Wirbeln erklärt werden. In ihrer dem Kontinentalhang zugewandten Hälfte wäre demnach die Strömung nordwärts gerichtet. Die plötzlichen Richtungswechsel der Stromrichtung von Norden nach Südwesten könnten aus einer temporären Instabilität und Verdriftung (hangaufwärts) resultieren. Der Meßpunkt würde in dieser Zeitspanne über das Wirbelzentrum (Geschwindigkeitskomponente=0) hinweg in die gegenüberliegende, durch den entgegengesetzten Strömungssinn gekennzeichnete, Wirbelhälfte gelangen. Da diese Wirbelsysteme in der Hauptpyknokline zwischen NAW und NSDW generiert und deren Verbreitung durch die Bewegungen der "quasi-stationären Wellen" gesteuert werden [Dickson 1972; Monin 1986], liegt es nahe, die periodischen Strömungsumkehrungen somit als das Resultat von Eigenschwingungen der Grenzschicht selbst zu erklären, möglicherweise als Wanderung einer "nicht-stationären Welle" [Dickson 1972]. Auch eine Generierung von "lee"-Wellen in der topographische Einbuchtung ist möglich [Oake 1987]. In diesem Fall allerdings hätten die daraus resultierenden, stationären Wirbel am Kontinentalhang antizyklonischen Charakter und würden in einer Konvergenz für einen lokalen Abtrieb sorgen.

Für eine Wirbel-Struktur spricht die markante Temperaturverteilung in 400 m Wassertiefe unterhalb Gamlembanken (Abb. 37 c, 53), die augenscheinlich stark topographisch gesteuert ist. Die Grenzschichtwellen zwischen NAW und NSDW reagieren scheinbar auf die konkave Topographie des Kontinentalhanges unterhalb von Gamlembanken wie auf einen großes Gullysystem. Die Wechselwirkung der internen Wellen mit der Topographie bewirken ein "Branden" im zentralen Teil der Einbuchtung ["focussing", Gardner 1989a;]. Diese Vorstellung könnte zum einen die vorgefundene Temperaturverteilung mit dem "zu kalten" Wasser am oberen Hang erklären. Zum anderen würden sie einen Prozeß liefern, dessen Energie möglicherweise auch ausreichen würde, Sedimente am oberen Hang zu resuspendieren, und sie anschließend bis in das bodennahe Tiefenwasser zu transportieren. Anhand dieser Befunde und daraus abgeleiteter Modellvorstellungen wird deutlich, daß im wesentlichen die hydrographische Variabilität der Grenzschicht zwischen NAW und NSDW in Form mesoskaliger Wirbel und internen Wellen die Hydrographie der bodennahen Wasserschichten mitbestimmt. Dies hat Konsequenzen für die Struktur und regionale Verbreitung der bodennahen Trübeschicht und somit für Resuspension und Akkumulation der Sedimente unter dem Norwegen Strom. Die kreisförmige Sedimentakkumulation der holozänen Sedimente (Kap. 4.1.) ist der Beweis, daß die Wechselwirkungen von Topographie des Kontinentalhanges und Hydrographie im Bereich unterhalb von Gamlembanken dafür geeignet ist, entweder Wirbel im Zusammenhang mit der "Brandung" der Grenzschichtwellen zu generieren oder zumindest mit dem Norwegenstrom heranziehende Wirbelstrukturen topographisch zu fangen. Ortsfeste Wirbel können aufgrund ihrer hohen Orbitalgeschwindigkeiten den Hang oberhalb des Akkumulationsgebietes erodieren, große Mengen an Sediment aufnehmen und schließlich in den Tiefenwasserkörper transportieren [Bishop & Joyce 1986]. Mit der Zeit kann die Rotationsgeschwindigkeit durch Wechselwirkung mit dem Boden und Vermischung mit benachbarten Wassermassen allmählich abnehmen [Mory et al 1987]. Innerhalb kurzer Zeit geht ihre angehäuften Suspensionsfracht verloren, die nun zum Boden sedimentiert und dort akkumuliert, sofern die Suspension zwischenzeitlich nicht durch Bodenströmungen lateral weiter verdriftet wird. Für den Fall, daß der ursächliche Antrieb der Wirbelbildung allein im rezent gültigen Strömungsmuster - dem Atlantikwasser über dem NSDW - liegt, stellt bei einer nahezu unveränderten

Topographie des Kontinentalhanges im Holozän die Wirbelstruktur ein stationäres Phänomen dar, die nahezu kreisrunde Hochakkumulation wäre dann ein Resultat dieses Fokussierungs-Effektes, mit dem holozänen Akkumulationen in vergleichbaren topographischen Situationen am norwegischen Kontinentalhang erklärt werden können, z. B. auch Sedimentkern 11,25/2 [Bjørklund et al. 1979]. Zugleich wären hochakkumulierende Sedimentabfolgen des Spätquartärs, beispielsweise im Eem, mit ähnlich kreisrunden Mächtigkeitsverteilungen ein Indikator für das NAW in der Deckschicht.

Da unterhalb **Røstbanken** nur ein Profil gemessen werden konnte, verbleiben für die Interpretation der Befunde in Bezug auf die erhöhten Attenuationswerte im Tiefenwasser mehrere Möglichkeiten. Die Resuspensionsleistung des vor den Lofoten am Kontinentalhang stark kanalisierten Rand-Tiefenstromes [Legutke 1991] allein kann das Trübungsmaximum über der "Terrasse" in Wassertiefen zwischen 1.200 m und 1.400 m nicht erklären. In diesem Fall müßte auch im unteren Hangbereich der Stationen 277 und 279 ein Anstieg in der Attenuation eine gut ausgebildete BNL dokumentieren (Abb. 40). Obwohl in den drei Stationen über Røstbanken selbst (120 m Wassertiefe) keine erhöhten Trübungswerte gemessen wurden, können zeitlich zurückliegende externe Faktoren für die hohe Attenuation im Tiefenwasser nicht ausgeschlossen werden. Die Salinitäts- und Attenuationsverteilung zwischen 400 m und 500 m (Abb. 40) erinnert an die Situation am Barents See-Schelf, in der die Bodenwasserbildung auf benachbarten Schelfen zu einer Modifizierung der Zwischenwasserschichten führte (s. Kap. 4.4). Das T-S-Diagramm der Røstbankenstationen macht jedoch auch deutlich, daß eine konvektive Vermischung von NCC und NAW allein nicht zu einer Dichteerhöhung beitragen kann (Abb. 41). Die in Station 293 gemessene und im T-S-Diagramm hervortretende "Dichteanomalie" entsteht aufgrund einer Vermischung von 23% (s. Abb. 40) des kalten NSDW mit einem Schelf-Mischwasser aus NAW und NCC. Diese T-S-Anomalie weist, ähnlich wie die INL vor dem Barents See-Hang, auch eine höhere Attenuation auf.

An der Grenzschicht NAW/NSDW ist ein Diskontinuitäts-Maximum bestimmt worden, welches sich durch außergewöhnlich hohe Vertikal-Bewegungen auszeichnet (Abb. 4). Vertikalbewegungen von Thermoklinen mit Amplituden von 400 m innerhalb von zwei Stunden sind nachgewiesen worden. Die vertikale Geschwindigkeitskomponente beträgt dabei 5,6 cm/s [Mosby, in Dickson 1972]. Ähnlich hohe Variationen konnten in der Mehrzahl der hangnormalen, hydrographischen Schnitte beobachtet werden und sind der Ansatz zur Deutung der internen Variabilität der Wassermassen über dem Kontinentalhang. Ausgehend von solchen Vertikal-Versätzen würde das NSDW, welches im Profilschnitt Røstbanken eine Obergrenze zwischen 700 m und 750 m Wassertiefe aufweist (0°C-Isotherme, Abb. 40), maximal bis in 500 m Wassertiefe an den oberen Hang gelangen können. Gerade der Kontinentalhang vor Røstbanken mit seiner markanten Bodentopographie (Abb. 12, S. 41), bietet auch die topographische Voraussetzung für komplexe Prozesse wie Reflexion, Interferenz und Fokussierung interner Wellen in den Achsen einzelner Gullies [Cacchione & Drake 1986; Dickson & McCave 1986; Gardner 1989a] oder der Entstehung topographischer Rossby-Wellen beim Überströmen von Bodenebenenheiten [Mooers 1981; Hogg 1982; Shaw & Csanady 1988]. Die Amplitude könnte also durch Resonanz oder Interferenz noch gesteigert werden und so das NSDW in Wassertiefen oberhalb 400 m und die anschließende Vermischung erklären.

Interne oder stationäre Wellen können über die Wechselwirkung mit dem Kontinentalhang Sedimente resuspendierten [Dickson 1972; Fahrbach & Meincke 1978]. Diese werden - in topographisch

vorgezeichneten Bahnen - kanalisiert in den Tiefenwasserkörper abgeleitet. Das gemessene Attenuationsmaximum über der Terrasse kann dabei als Stapelung der Ausflüsse mehrerer Kanäle aufgefaßt werden (Abb. 40), die bei der Kartierung des Kontinentalhanges lokalisiert wurden (s. Kap. 4.1.). Die erhöhte Attenuation am Kontinentalhang vor Rostbanken wird daher auf einen stationären Prozeß der Wechselwirkung von Grenzschichtwellen mit der Topographie des Kontinentalhanges zurückgeführt. Steuernder Faktor ist, wie auch im Gebiet unterhalb von Gamlembanken, die Variabilität im Diskontinuitätsmaximum zwischen dem NAW und dem NSDW. Dieser Effekt ergänzt den von externen Faktoren induzierten Sedimenttransport in den bodennahen Trübezonen auf dem Schelf mit dem anschließenden Transport durch submarine Gullies in den Tiefenwasserkörper.

5.2. Die Fazies der spätquartären Sedimente am norwegischen Kontinentalhang

Die in den Kernprofilen äußerst homogen erscheinenden Sedimentabfolgen aus den Untersuchungsgebieten konnten zunächst makroskopisch kaum gegliedert werden. Erst die Kombination aus den Befunden der Mächtigkeitskartierung, der Korngrößenverteilungen und den in den Radiographien erkennbaren Sedimentstrukturen ermöglichte eine Klassifizierung in nachstehend beschriebene Ablagerungsmileus, die einen wechselnden Einfluß der steuernden Faktoren

- Erosion und Transport durch Bodenströmung
- vertikaler Eintrag von IRD durch driftende Eisberge oder Packeis
- Primär-Produktion
- Hydrographie

im Bereich des Kontinentalhanges des östlichen Europäischen Nordmeers widerspiegeln. Die Hochakkumulationssedimente folgen prinzipiell der typischen Faziesabfolge einer Hauptdeglaziations-Sequenz für Sedimente der Norwegen See von dunklen, bioturbierten, teils sandigen, mit IRD-durchsetzten, teils geschichteten Schlämmen (Deglaziationstyp B) zu einem graubraunen, bioturbierten Foraminiferen-Schlamm mit hohen CaCO_3 -Gehalten und einem untergeordneten, terrigenen Grobkorn-Eintrag [(Interglazialfazies A) Henrich et al. 1989]. Doch sind die von Henrich et al. [1989] aufgrund der Lithofazies pelagischer Sedimentkerne getroffenen Sukzessionen auf die feinkörnigen Schlämme [Mischungsreihe Ton/Silt = 1:2 bis 2:1, Folk 1968] der Hochakkumulationsgebiete nicht ohne weiteres übertragbar. Die in den folgenden Kapiteln verwendeten Klassifizierungen gehen einerseits zurück auf die Nomenklatur von Stow & Shanmugam [1980], der klassischen Arbeit über die Faziesstruktur feinkörniger Turbidite, und Stow [1985], sowie auf Grobe [1986] und Yoon [1989], bei deren Faziesgliederung glaziomarine Komponenten im Rahmen der Sedimentation an Kontinentalhängen mit berücksichtigt werden.

Charakteristische Merkmale in Textur und Struktur der Sedimentabfolgen erlauben eine generelle Unterscheidung in zwei Haupt-Faziestypen: die

- hemipelagische Schlamm-Fazies (Hemipelagit: **HP**) und die
- Schlamm-Turbidit-Fazies (Turbidit: **T**) [Einsele & Seilacher 1982; Piper & Stow 1991].

In beiden Hauptgruppen können, insbesondere unter Berücksichtigung der sedimentären Mikro-Strukturen, des IRD-Gehaltes und des Bioturbationsgrades, weitere Unterteilungen getroffen werden (Tab. 9, Abb. 54). Die folgende Diskussion stützt sich im wesentlichen auf die Ergebnisse des eingehend untersuchten Hochakkumulationsgebietes vor Gamlembanken und wird durch Befunde aus dem Untersuchungsgebiet am westlichen Barents See-Hang ergänzt.

Tabelle 9: Faziesklassifikations-Schema der Sedimente am norwegischen Kontinentalhang [Yoon 1989].

Textur/ Sedimentstruktur	Schlamm (M)	sandiger Schlamm (SM)	Silt (Z)	Sand (S)
bankig, unorganisiert	—	SM1-2	—	—
homogen/massiv	M3	—	—	S3
laminiert	M4	—	Z4	S4
unbestimmt-laminiert	—	SM5	—	—
kreuz-laminiert	—	—	Z6	—
geschichtet	M7	SM7	—	—
unbestimmt-geschichtet	M8	SM8	—	—
diffus-gebändert	M9	SM9	—	—
bioturbiert	M10	SM10	Z10	—
deformiert	C11			

5.1.1. Glazial-Fazies

Die Basis der in den Hochakkumulationsgebieten gekernten Sedimentabfolgen bildet eine Wechsellagerung hell-dunkel laminierten, oliv-grauer Sedimente des Hochglazials (Sauerstoff-Isotopen-Stadium 2). Dieser teils fein-laminierte bis diffus-gebänderte, teils in Lagen sandige Schlamm ist eine vielfältig strukturierte Sedimentabfolge mit an der Basis dunkelgrauen, z.T. schräg- und kreuzgeschichteten, hell/dunkel laminierten Siltlagen und laminierten, oliv- bis dunkelgrauen Schlammagen (Tab. 9, Abb. 55 c, d). Die Übergänge zwischen einzelnen Lagen sind zumeist gradiert oder unbestimmt zu dem teils sehr homogenen Schlamm, der als Abschluß einer Abfolge am Top bioturbat verwühlt sein kann. Diese Abfolgen entsprechen der unteren Standardsequenz (T1 bis T4, Abb. 56) eines feinkörnigen Schlamm-Turbidits [Stow & Shanmugam 1980]. Soweit in den Radiographien erkennbar, sind Einzel-Ereignisse bis zu 10 cm mächtig (Abb. 54 c,d). Einzelne Laminae sind fein-laminiert (< 1 mm) bis dick-laminiert oder diffus gebändert (> 5 mm).

Geringe Karbonat und C_{org} -Gehalte, nur wenige planktische Foraminiferen und die in den smearslice-Analysen festgestellten, niedrigen Gesamt-Plankton-Abundanz (GIK 23331, mdl. Mittlg. S. Locker) sprechen für eine Sedimentation bei reduzierter Primär-Produktion, möglicherweise unter einer überwiegend geschlossenen Eisdecke. Auch die seltenen, schwach ausgeprägten Bioturbationsstrukturen, vorwiegend nur am Top einer Ablagerungs-Sequenz, weisen darauf hin [T7-P (s. Abb. 56), "Neireites-Ichnofazies", Werner & Wetzel 1982; Wetzel 1984]. Die Sedimentationsrate dieser Fazies liegt mit 7 cm/ky (GIK 17701) niedriger als in der Termination I_A

(10 - 20 cm/ky, vergl. Tab. 7). Die Vermessung belegt eine gleichförmige Verbreitung und Mächtigkeit dieser Sedimente ohne erkennbaren Bezug zur Topographie am mittleren Kontinentalhang (s. Abb. 10, S.39).

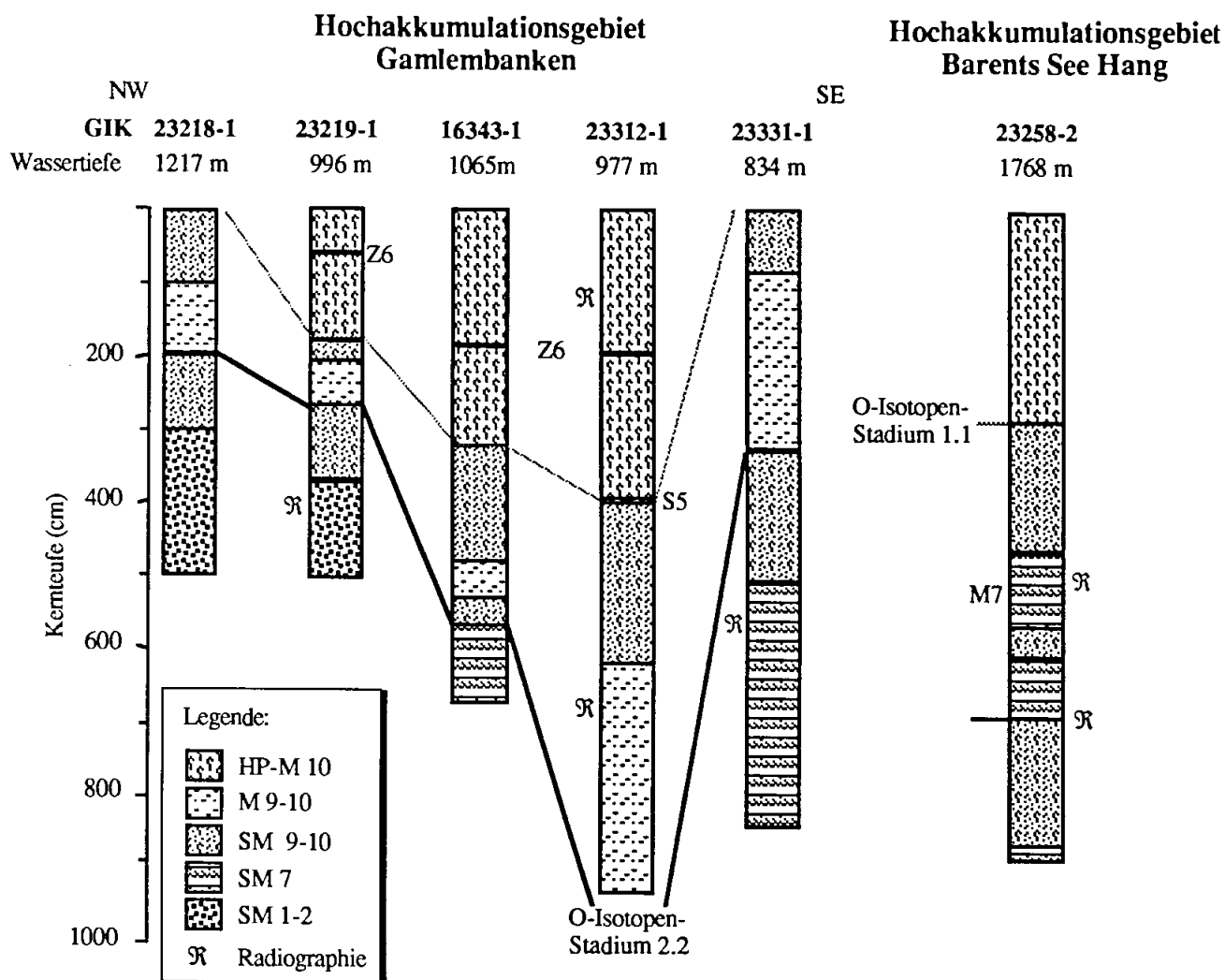


Abbildung 54: Generalisierte Kernfaziesfolge in den Sedimenten der Hochakkumulationsgebiete. Kernpositionen siehe Abb. 9, 13 und 15 und Tabelle 3. Die Faziesklassifikation erfolgte nach dem Schema von Yoon [1989]. Die Sauerstoff-Isotopen-Substadien 1.1 (8.600 J.v.h.) und 2.2 (14.900 J.v.h.) sind eingetragen. Die Radiographien sind in der Abbildung 55 dargestellt. Die Abkürzungen verweisen auf Tabelle 9.

Die häufig beobachtete, alternierende Lagerung teils nur Millimeter-dünner Silt- und Ton-Horizonte resultiert möglicherweise aus einer Transportsortierung der Korngrößen: mit einem Anstieg der Stromgeschwindigkeit und daraus resultierender, erhöhter Turbulenz in der bodennahen Trübezone sedimentieren auch die Siltpartikel, die vorher, in Aggregaten verkittet, zusammen mit Tonpartikeln in Schwebe gehalten wurden, aus. So entstehen die Siltlagen und -linsen der unteren Standardsequenzen (T2-T4, Abb. 56) [Stow & Bowen 1980]. So veränderte Randbedingungen der Sedimentation dokumentieren möglicherweise eine Vor- und Rückverlagerung der Schelfeiskante mit Einschüttungen am oberen Hang ["Moränen-Fazies", Grobe 1986], einen Wechsel des Sedimentationsmilieus von proximal (gröber) zu distal (feiner) oder umgekehrt. In Anbetracht der

vorherrschenden Silte und Tone muß die Lage zum Liefergebiet der Partikel als vorherrschend distal charakterisiert werden. Auch eine Interpretation als Konturit wird diskutiert [Yoon et al. 1991]. Die Resuspension und Sedimentation feinkörnigen Materials erfolgt in diesem Faziesmodell ebenfalls unter einer nicht stationären Packeisdecke unter der Kontrolle verschieden starker, hangparalleler Konturströme und einer reduzierten vertikalen Zufuhr von eistransportiertem Material am Kontinentalhang in der Nähe des Eisschelfes [Stow & Piper 1984; Chough & Hesse 1985].

Die nur am Nordrand des Hochakkumulationsgebietes Gamlembanken beprobte Fließmassen-Fazies ist am mittleren und unteren norwegischen Kontinentalhang weit verbreitet. Als oberstes Sedimentkissen einer Vielzahl weiterer Fließmassen bildet der jüngste Vertreter dieses Sedimenttyps mit einer durch Bioturbation verwischten Grenze die Basis der turbiditischen Schlamm-Fazies in den Sedimentkernen GIK 23218 und GIK 23219 (Abb. 55 f). Dieser kiesig-sandige Schlamm ist eine schlecht sortierte Einheit ohne Bioturbationsstrukturen mit Mächtigkeiten von mindestens 3,5 m (GIK 23219, s. Abb. 22, S. 56). Die Silt/Ton-Matrix und die homogene interne Struktur mit einem breiten Korngrößenspektrum entstehen durch ein mehr oder weniger laminares, kohäsives Fließen einer Sediment-Wasser-Mixtur ["debris flow" oder "mud flow", Einsele 1991], deren Ursprung in instabilen, spätglazialen Sedimentakkumulationen am oberen Hang auf dem überkonsolidierten "Oberen Till" zu sehen ist [King et al. 1987]. Das Fehlen von Internstrukturen und unorientierte Schlammklasten läßt Ähnlichkeiten mit Sediment-Horizonten erkennen, die auf dem benachbarten Vøring-Plateau aus Zeiten mit Eisdrift beschrieben [Henrich et al. 1989] oder auch als distale Fließmassen-Ablagerungen entlang des norwegischen Kontinentalhanges erklärt wurden [Jansen et al. 1987, Yoon et al. 1991].

Das vor Gamlembanken beobachtete Massenfließen endet unter Annahme einer konstanten Sedimentationsrate von 18,5 cm/ky im Isotopen-Stadium 2 (Abb. 35), um ca. 18,150 J.v.h.. Anhand der Korrelation des Echocharaktertyps mit dem isotopenstratigraphisch datierten Sedimentkern GIK 23258 läßt sich auch für den westlichen Barents See-Hang ein Ende des Massenfließens und damit der jeweils maximale Eisvorstoß rekonstruieren, hier allerdings erst in der Termination I. Der ansteigende Meeresspiegel bewirkte, daß mit dem Rückzug des Schelfeises in der Deglaziation die Sedimentation aus dem Eis vermehrt auf den Schelf zurückverlagert wurden [Holtedahl 1959; Grobe 1986; Andersen 1990].

5.2.2 Terminations-Fazies

Der bioturbirte, zonal sandige Schlamm der Terminationssedimente entspricht in seiner Zusammensetzung zwar weitgehend dem interglazialen Foraminiferenschlamm (Abb. 54, Tab. 9). Statt der im wesentlichen um biogene Partikel reduzierten Sand-Komponente - die Karbonatgehalte schwanken in der Termination I zwischen 4,5 und 12% - ist der Terminationsschlamm jedoch mit einer untergeordneten Komponente an irregulär verteiltem IRD sowie eistransportierten Schlamm-Klasten angereichert. Mit einer dunkelgrauen bis dunkelolivgrauen Färbung und bioturbirten, nur in wenigen Fällen schwach geschichteten Schlämmen entsprechen diese Sedimentabfolgen prinzipiell dem Deglaziationstyp B [Henrich et al. 1989].

Allein schon die signifikant unterschiedliche regionale Mächtigkeitsverteilung der Terminationssedimente im Vergleich zu den holozänen und glazialen Sedimentabfolgen verdeutlicht, daß mit dem Rückzug der Eismassen vom norwegischen Schelf andere Transport- und Akkumulationsprozesse die Verteilung dieser ebenfalls sehr feinkörnigen Sedimente am Kontinentalhang vor Gamlembanken bestimmt haben müssen. Zwischen 14.900 J.v.h. und 8.600 J.v.h. drängte die Intrusion warmen Atlantikwassers, bei gleichzeitigem Anstieg des Meeresspiegels, die arktischen bis hoch-borealen Klimazonen nach Norden zurück und schuf hoch- bis mittel-boreale Klimabedingungen [Erlenkeuser 1985; Jansen 1987; Vogelsang 1990]. Die negative Korrelation zwischen Grobkornfraktion und Gesamtkarbonat sowie Einschaltungen von Sanden und Feinkies-Korngrößen mit Korn-Durchmessern bis über 50 mm verrät eine gesteigerte Eisdrift insbesondere zu Beginn der Eisabschmelzphasen (Abb. 27). Dieser auch in den Radiographien gut ablesbare Befund entspricht im pelagischen Sedimentationsraum dem IRD-Signal mit dem Schwerpunkt in den Eisabschmelzphasen am Ende von Glazialen [Thiede et al. 1986; Henrich et al. 1989].

Die Sedimente der Termination I im Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken sind im wesentlichen einer Hauptfazies zuzuordnen, werden aber aufgrund der wechselnden Sand- und IRD-Gehalte zwei Fazies-Assoziationen zugeteilt:

- einer Übergangsfazies, jeweils gebunden an die Terminationsstufen I_A und I_B, und
- einer Schlamm-Turbidit-Fazies.

Charakteristisch für die Übergangsfazies ist der höhere Sandgehalt in den bioturbirten Schlämmen. Karbonat- und C_{org}-Gehalte weisen hingegen Minima auf. Unter der Annahme, daß der signifikante Trend zu größeren Korngrößen auf gesteigerten Eistransport oder auf einen erhöhten Bodenstromtransport ["winnowing", Vorren et al. 1989] zurückgeführt werden kann, wird für das ausklingende Glazial ein Abschmelzsignal noch deutlich vor der isotopischen Dokumentation in den planktischen Foraminiferen der Termination I_A festgestellt. Anhand der lithologischen Sedimentparameter, wie z.B. dem Sand-/Grobsiltquotienten und dem IRD-Gehalt, läßt sich ein Fazieswechsel im Anschluß an die glaziale Konturifazies dokumentieren (Abb. 27, S. 60). Die Variationen im Grobkorngehalt sind jedoch nicht nur eine gestapelte Information glaziomariner, biologischer und vulkanischer Einflüsse. Insbesondere besteht am Kontinentalhang die Möglichkeit, daß Bodenströme kurzfristig auch Sandkorngrößen bis weit in die Tiefsee transportieren [Simm & Kidd 1984] und demzufolge das IRD-Signal aus dem vertikalen Eintrag überlagern können. Die 3 cm mächtige Sandlage im Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken ist allerdings das einzige Dokument eines hochenergetischen Bodenstromes in Wassertiefen unterhalb 1.000 m (Abb. 22-24, ab S. 56). Die erosive Basis dieses Quarzsandes sowie seine hangnormale Sortierung kennzeichnet dieses Ereignis zweifelsfrei als einen Turbidit, der aufgrund seiner für diese Wassertiefe außergewöhnlichen Korngrößen-Zusammensetzung und -verteilung möglicherweise auf ein Katastrophenereignis zurückgeht ["Tempestit", Long et al. 1989].

Abbildung 55 (Seite 116 und 117):

Radiographie-Positive der hemipelagischen (HP) und turbiditischen (T) Sedimentfazies in den Hochakkumulationsgebieten. Die Ausschnitte sind jeweils 10 cm bzw. 20 cm hoch und 7 cm breit im Maßstab 1:1 abgebildet. Abkürzungen siehe Tabelle 9 und Abbildung 56.

Abbildung 55 a:

Radiographie-Positiv von

GIK 23312-1 (122 cm - 132 cm)

Hemipelagischer, intensiv bioturbierter holozäner Schlamm. Primäre Sedimentstrukturen fehlen. Dominierend sind bis 0,8 mm dicke *Planolites*-Strukturen sowie ein dichtes Netzwerk feiner, verzweigter Gangsysteme, *Chondrites* und *Helminthopsis* [Wetzel 1984].

Abbildung 55 b:

Radiographie-Positiv von

GIK 23312-1 (687,5 cm - 697,5 cm)

Turbiditischer, feinkörniger Schlamm (Jüngere Dryas). Primäre Sedimentstrukturen fehlen. Häufig sind milimeterdünne, teils vollständig pyritisierte *Helminthopsis*-Bauten. *Planolites*-Strukturen sind dagegen nur untergeordnet vertreten.

Abbildung 55 c:

Radiographie-Positiv von

GIK 23331-1 (554,5 cm - 564,5 cm)

Diffus hell/dunkel-gebänderter Schlamm (T4-T6, Sauerstoff-Isotopen-Stadium 2). Schlamm-Klasten und IRD sind zumeist in sandigeren Lagen oder Linsen angeordnet. Bioturbationsstrukturen sind spärlich und nur auf den Top der zumeist nur 1-2 cm mächtigen Lagen beschränkt.

Abbildung 55 d:

Radiographie-Positiv von

GIK 23258-2 (492 cm - 502 cm)

Hell/dunkel-laminierter, feinlaminiertes Terminations-Schlamm (T3-T5). Die primäre Schichtung ist gut erhalten. Der basale Kontakt ist teils scharf, teils gradiert. Die turbiditische Sequenz ist von IRD und Schlamm-Klasten durchsetzt.

Abbildung 55 e:

Radiographie-Positiv von

GIK 23258-2 (681 cm - 701 cm)

Die Faziesabfolge der Termination I_A am Barents Sea Hang. Schwach geschichtete, mit IRD durchsetzte feinkörnige Silte werden von einem Deglaziations-Diamikt mit gradierten Basalkontakt überlagert. Dieser geht in einen homogenen, ungradierten, mit kleinen Schlamm-Klasten und IRD durchsetzten Homogenit über, an den sich - durch eine scharfe Basis getrennt - feinlaminierte, parallele Horizonte anschließen.

Abbildung 55 f:

Radiographie-Positiv von

GIK 23219-1 (406 cm - 416 cm)

Unsortierter, sandig-siltiger Schlamm (Debris). Schlamm-Klasten und IRD "schwimmen" in einer Ton/Silt-Matrix. Bioturbation oder Schichtung fehlen völlig.



Abbildung 55 a:



Abbildung 55 b:



Abbildung 55 c:



Abbildung 55 d:



Abbildung 55 e:

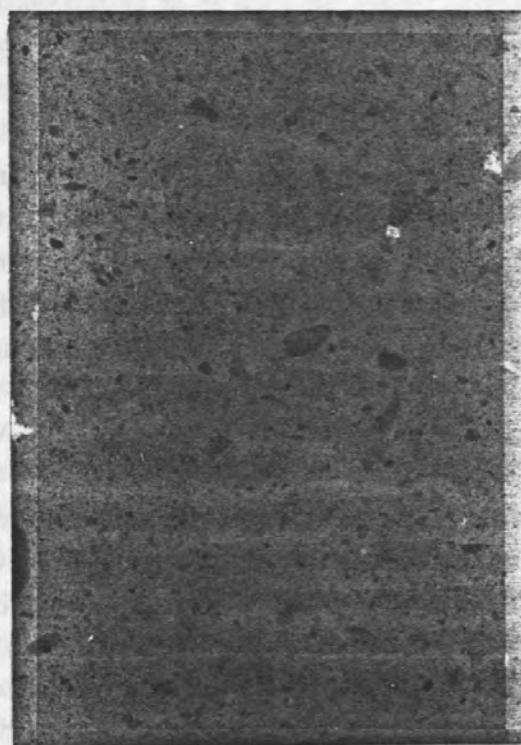


Abbildung 55 f:

Grad und Art der Bioturbation bieten eine Möglichkeit der zonalen Abgrenzung innerhalb der mächtigen Schlamm-Turbidit-Fazies in den Radiographien. Im Gegensatz zum interglazialen Foraminiferenschlamm treten *Planolites*-Gänge hier in den Hintergrund. *Chondrites*- oder *Helminthopsis*-Bauten und millimeterdünne, meist vertikal angeordnete *Trichichnus*-Gänge [Wetzel 1984] beherrschen das Bild in den Radiographien. Diese haarfeinen Bautensysteme sind in GIK 23312 vor allem unterhalb von 620 cm Kernteufe oft vollständig pyritisiert. Thomson & Vorren [1984] sehen dies als einen Hinweis auf einen Mangel an freiem Sauerstoff im Bodenwasser. Während Fließmassen und Sandturbidite anhand der Sedimentstrukturen in den Radiographien einwandfrei klassifiziert werden konnten, läßt sich zwischen dem interglazialen Foraminiferenschlamm und der Terminations-Schlamm-Fazies kaum ein wesentlicher Unterschied feststellen.

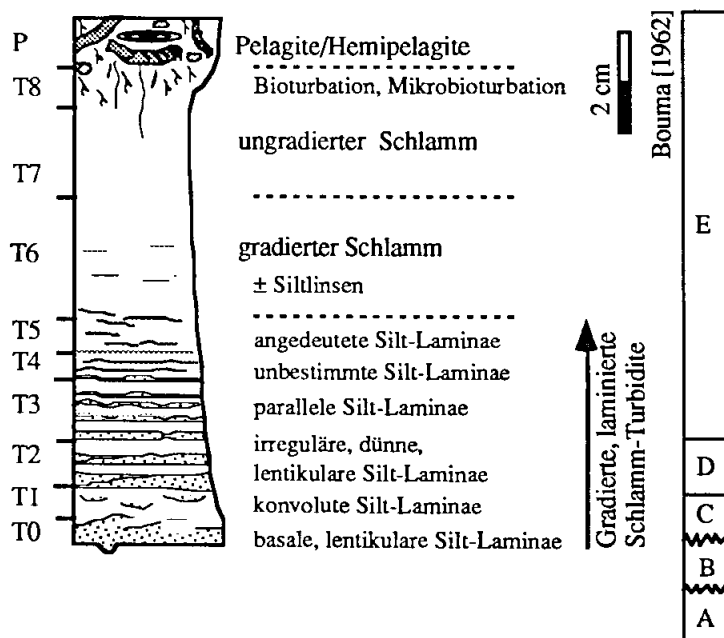


Abbildung 56:

Vollständige Sequenz der Standard-Fazies für ein Ereignis eines "idealen, großen feinförmigen Turbidity Current" [Stow & Shanmugam 1980]. Reduzierte Strömungsgeschwindigkeit und abnehmende Silt-Konzentration führen zu nicht sortierten, homogenen Lagen aus Silt- und Tonkorngrößen. Die Standard-Sequenz wird als das Resultat eines einzelnen Sedimentations-Ereignisses aus einem Schlamm-Turbidit sehr niedriger Konzentration mit einer Fließgeschwindigkeit von 10-15 cm/s interpretiert, welches nur wenige Stunden bis hin zu wenigen Tagen gedauert haben kann [McCave 1984]. Zum Vergleich das Standard-Struktur-Schema für Sand-Turbidite nach Bouma [1962].

Die Kartierung von Sedimentmächtigkeiten der holozänen Sedimente und der Terminations-Abfolgen zeigt jedoch, daß sehr unterschiedliche Advektionsprozesse zur Ablagerung der relativ feinkörnigen Hochakkumulationssedimente geführt haben müssen. Im Gegensatz zur holozänen, hemipelagischen Sedimentation kommen aufgrund der rinnenförmige Mächtigkeitsverteilung (s. Abb. 9 d) für die Termination I aber auch turbiditische Faziesmodelle in Frage, wie z.B. niedrig-energetische Suspensionströme [Stanley 1983; Porebski et al. 1991] oder die Sedimentation aus der bodennahen Nepheloid-Schicht [Biscaye & Eitrem 1976; McCave 1984].

Hangnormale Bodenströme sollten sich in proximalen Sedimentationsarealen am Kontinentalhang anhand einer horizontalen und auch vertikalen Gradierung im Sediment rekonstruieren lassen [Bouma 1962; Hsü 1989]. Genau dieser Fall kann für alle untersuchten Zeitscheiben der Termination I festgestellt werden (s. Kap. 4.3.). Dabei wird deutlich, daß die Variationen des Sandgehalts in den Terminationssedimenten innerhalb vergleichbarer Wassertiefen am Hang z.T. wesentlich größer sind als hangnormal (Abb. 28). Die Sortierung wird also in erster Linie durch die topographische Position innerhalb der beiden, recht kleinräumigen "Strömungskanäle" bestimmt und ist erst in zweiter Linie

eine Funktion der Wassertiefe bzw. der Tiefenlage am Kontinentalhang. Dieser Befund einer nur schwachen, hangnormalen Gradierung ist ein weiteres Indiz für ein niedrig-energetisches Ablagerungsniveau der Schlamm-Turbidite ["low density turbidites", Piper & Stow 1991].

Obwohl die im wesentlichen ungradiert erscheinenden Abfolgen nur in Einzelfällen wie bei 232 cm und 238 cm Kernteufe in GIK 23331 sowie auch in GIK 23312 (590 cm bzw. 610 cm) einwandfrei als gradierte Siltturbidite charakterisiert werden können (T6-T8, Abb. 56), sprechen die vorliegenden Befunde für eine Deutung der Terminationssedimente als feinkörnige Schlamm-Turbidite, bestehend aus einer Stapelung von zumeist "basis-gekappten Standard-Turbidit-Sequenzen" [Piper & Stow 1991]. Da bis auf eine Ausnahme keine laminierten Siltlagen in den unteren Subsequenzen angetroffen wurden, kann die Strömungsgeschwindigkeit der Bodenströmung mit maximal 10 cm/s angegeben werden [Stow & Shanmugam 1980]. Bouma et al. [1969] und Stanley [1983] ziehen jedoch auch die Möglichkeit einer kontinuierlichen Sedimentation aus nepheloiden Schichten heraus in Betracht, die sich in einer horizontalen Einschichtung ["detachment", Drake et al. 1972] vom Hang lösen können und, eingeschichtet an Dichtegrenzen in der Wassersäule, aufgrund turbulenter Vermischung unter Abnahme ihrer Geschwindigkeit langsam aussedimentieren. So können ebenfalls aus der kombinierten Sedimentation von pelagischen Partikeln gleichförmig unstrukturierte Schichten entstehen, die bezeichnenderweise als "Homogenite" oder "Unfinite" beschrieben wurden [Stanley 1983]. Für eine zweifelsfreie Identifikation einer Sedimentation aus nepheloiden Schichten heraus, wie es z.B. für die Sedimentation aus zwischengeschichteten Schmelzwasser-Suspensionen der Fall wäre [Pfirman & Solheim 1989], gibt es jedoch keine diagnostischen Merkmale [McCave 1984]. Außerdem wäre mit dieser Annahme allein die regional eng begrenzte Sedimentverteilung nicht zu erklären.

Die Entstehung der gleichförmigen und hochakkumulierenden Sedimentabfolgen könnte mit einem Modell von Lowe [1988] erklärt werden. Ein Suspensionsstrom fließt über die äußere Schelfkante und wird durch die schnell zunehmende Hangneigung am oberen Kontinentalhang beschleunigt. In einer Tiefe von etwa 500 m ändert sich die Hangneigung unterhalb Gamlembanken (s. Abb. 8, S. 36), ein wichtiger Faktor für den weiteren Verlauf. Im Gegensatz zu grobkörnigen Turbiditen mit ausschließlich Sandkorngrößen, bei denen die hydraulische Sortierung in einzelnen Laminae bei der Deposition weitgehend nur von der internen Suspensionsturbulenz und der Sinkgeschwindigkeit der Korngröße abhängt, wird das Fließverhalten, die Sedimentationsrate und die horizontale wie auch vertikale Gradierung der feinkörnigen Schlamm-Turbiditen zusätzlich auch bestimmt von

- der Partikel-Konzentration, die durch Resuspension ansteigen oder durch Sedimentation abnehmen kann,
- dem vertikalen Konzentrationsgefälle innerhalb der Suspensionsschicht und
- der Geschwindigkeit der Suspension [Lowe 1988].

Nimmt nun die kinetische Energie des Bodenstromes ab, wird durch die zuerst aussedimentierenden Sand- und Grob-Siltpartikel der Anteil kleinerer Korngrößen in der verbleibenden Suspension erhöht. Übersteigt durch weiteres Absinken feinerer Partikel die Partikelkonzentration einen kritischen Wert [10 mg/l, McCave 1984], kann eine, durch biologische Fixierung noch forcierte, Aggregatbildung einen fluiden Schlamm-"Unterstrom" mit höherer Konzentration an der Suspensionsbasis führen, aus

dem bei einer Änderung der Randbedingungen, wie z.B. Hangneigung oder Fließgeschwindigkeit, aber auch Salinität oder Temperatur, schlagartig eine Sedimentation geflockter Partikel aus der Suspension heraus einsetzen kann [McCave & Jones 1988].

Das so unsortierte Sediment entspräche der T6- bis T7-Sequenz (Abb. 26) nach Stow & Shanmugam [1980], ein normalerweise für distale Sedimentfächer oder levee-Regionen in der Nähe submariner Kanäle charakteristisches Sedimentationsmilieu [Stow & Bowen 1980; Porebski et al. 1991]. Eine Verlagerung des "Initial-Punktes" der Sedimentation bedeutet in der zu mehr als 50% aus Silt- und Tonkorngrößen bestehenden Standard-Sequenz des Fazies-Modells von Stow & Shanmugam [1980], daß im Falle eines proximaleren Ablagerungsmilieus mit einer höheren Geschwindigkeit des Bodenstroms auch gradierte Schlämme mit einzelnen Siltlagen an der Basis (T0 bis T3), im Falle eines distaleren Milieus ausschließlich die oberen Sequenzen aussedimentieren, mit ungradierten, vollkommen unstrukturierten, homogenen Schlammhorizonten (T6 bis T7), die zum Hangenden ohne scharfe Grenze in einer hemipelagischen bzw. pelagischen Fazie enden können (T8 bis P, Abb. 56).

In GIK 23257 unterhalb des Hochakkumulationsgebietes Barents See-Hang in einer Wassertiefe von 2.500 m entspricht eine zyklische Abfolge von hellen Homogeniten und fein-laminierten, dunklen Silten, in denen oft Schlamm-Klasten und IRD lagenweise angereichert sind, dem Faziesmodell einer Wechsellagerung von Pelagiten und distalen Schlamm-Turbiditen ["levee"-Sedimentation, Einsele 1991]. Hier wird auf der nördlichen Schulter des Strömungskanals (Kap. 4.1.) die pelagische "Normalsedimentation" immer wieder von bis zu 5 cm mächtigen, an der Basis z.T. noch schwach laminierten Homogeniten unterbrochen. Das Fehlen jeglicher Bioturbation spricht für eine schnelle Sedimentation dieser weitgehend rythmischen Abfolgen, die distale Ausläufer der in Kap. 5.1. beschriebenen Winterwasser-Bodenströme sein könnten.

Als lokale Besonderheit der Schlamm-Turbidit-Fazies in den Ablagerungen der Termination I vor dem Barents See-Hang (GIK 23258) fielen ungeschichtete Sedimenthorizonte auf, die teilweise Silt/Ton-Wechsellagen (Abb 55 d, e) enthalten, und mehr oder weniger IRD führen (viele polymikte Schlammklasten). Vor allem das Fehlen planktischer Kalkschaler weist entweder auf ein kurzfristig geändertes Sedimentationsmilieu mit drastisch veränderten Umweltbedingungen im Lebensraum von *N. pachyderma* sin. hin, oder ist durch Karbonat-Lösung im Wasser oder im Sediment zu erklären [Henrich 1986; Henrich & Thiede 1991; Thomsen 1991]. Diese Horizonte sind der Glazial-Fazies sehr ähnlich. Von Grobe [1986] wurden vergleichbare Ablagerungen am antarktischen Kontinentalrand als "surge"-Fazies interpretiert, die bei kurzfristigen Vorstößen des Schelfeises über die Schelfkante hinaus, z.B. als Reaktion auf klimatisch verursachte Akkumulationsvariationen auf den Gletschern im Hinterland, auch während der Interglaziale entsteht [Paterson 1981]. Die Merkmale einer "surge" mit dem Austritt subglazialen Schmelzwassers an der Gletscherbasis, der Verbreitung von Schmelzwasser-Suspensionen in Zwischen- oder Unterschichtströmen und eine verstärkte Packeisbildung in einer dünnen, niedrig-salinen Schmelzwasserschicht in der ozeanischen Deckschicht [Powell & Molnia 1989] sind auch in den Sedimenthorizonten im Hochakkumulationsgebiet am Barents See-Hang dokumentiert. Die aussetzende Primärproduktion unter dem Eis wäre durch das bis über den Kontinentalhang reichende, mächtige Schelfeis erklärbar [Grobe 1986].

5.2.3. Interglazial-Fazies

Der graubraune, bioturbirte Foraminiferen-Schlamm (Tab. 9, S. 111) der holozänen (jünger als Sauerstoff-Isotopen-Substadium 1.1.) Einheit ist stark bioturbat verwühlt, in seiner textuellen Zusammensetzung äußerst homogen, und besitzt eine olivbraune bis olivgraue Färbung ohne erkennbare, sedimentäre Strukturen (Abb. 55a). Neben einer einzigen Ausnahme, einer schräggeschichteten, teils bioturbat verwühlten Siltlage (Z4-6, Abb. 54), lassen nur die zumeist annähernd horizontal orientierten *Planolites*-Grab-/Wühlbauten mit bis zu 8 mm Durchmesser die primäre Schichtung vermuten. Die Übergänge zum Liegenden sind unscharf. *Planolites*-Gänge mit bis zu 8 mm Durchmesser finden sich in Nachbarschaft zu einem dichten Netzwerk kleinerer, verzweigter *Chondrites*- oder *Helminthopsis*-Bauten und millimeterdünnen, meist vertikal angeordneten *Trichichnus*-Gängen (Abb. 55 a,b) [Wetzel 1984]. Die Sandkomponente besteht fast ausschließlich aus biogenen Partikeln; in GIK 23258 kommt vereinzelt auch IRD vor. Karbonat- und C_{org} -Gehalte spiegeln die im Verlauf des Holozäns ansteigende Produktivität im NAW am Ostrand des Europäischen Nordmeeres wieder [Kellogg 1976; Sejrup et al. 1984; Jansen & Erlenkeuser 1985].

Das Fehlen primärer Sedimentstrukturen und die uniforme, textuelle Zusammensetzung des Interglazial-Sediments sind die Kennzeichen einer typisch hemipelagischen Beckenrand-Sedimentation [Einsele & Seilacher 1982; McCave 1984]. Der durch diese Kriterien gekennzeichnete bioturbirte Foraminiferen-Schlamm (Abb. 54, 55), der das holozäne Hochakkumulations sediment vor Gamlembanken bildet und auch die Hauptmasse der holozänen Sedimente im Hochakkumulationsgebiet am Barents See-Hang stellt, entspricht prinzipiell der hellen Interglazial-Fazies, die als "Faziestyp A" [Henrich et al. 1989] oder Faziestyp "VII" [GIK 03212 und GIK 03215, Yoon et al. 1991] aus den Sediment-Kernen vom Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken bis weit auf das Vøring-Plateau hinaus korreliert werden kann.

Die annähernd radialsymmetrische Mächtigkeitsverteilung der holozänen Sedimente im Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken mit einem etwas hangauf gelegenen Akkumulationsmaximum (s. Kap. 4.1., Abb. 9 c) ist mit dem klassischen Modell einer im wesentlichen nicht strömungskontrollierten, hemipelagischen Sedimentation am Kontinentalhang [z.B. Einsele & Seilacher 1982] "mit moderater Neigung und Sediment-winning auf dem benachbarten Schelf" [Chough & Hesse 1985] jedoch nicht vereinbar. Die Korngrößenanalysen zeigen, daß der Anteil der Partikel $< 20 \mu m$ im Mächtigkeitszentrum am größten ist, und nach außen hin abnimmt [Rumohr im Druck].

Als Initialprozeß für den erhöhten, lokalen Sedimenteintrag wurde von Rumohr dichtes Winterwasser postuliert [Midttun 1985; Foldvik & Gammelsrød 1988]. Dieser hochenergetische Advektionsprozeß wäre in der Lage, loses Sediment auf konsolidiertem, glazialen Till in den flachen Wassertiefen auf dem Schelf zu resuspendieren, und in einem Boden-Suspensionsstrom auf topographisch vorgezeichneten Transportbahnen bis in das Tiefenwasser der Norwegen See unterhalb von 700 m zu transportieren. In dieser Tiefe löst sich der Trübestrom in einer isopyknischen Einschichtung vom Hang und sedimentiert anschließend zusehends aus ["detachment", Drake et al. 1972; Dickson & McCave 1986]. Dieses Modell erklärt zum einen die topographische Bindung der

Hochakkumulationsgebiete an flache Bänke auf dem äußeren Schelf (Gamlembanken), liefert andererseits aber auch eine Quelle für die dichten Wassermassen, die für einen Transport bis hinunter in das NSDW notwendig sind. Die relative Erhöhung der Dichte soll durch Abkühlung von NAW, welches zeitweilig in von der Topographie gesteuerten Wirbelstrukturen [\"Taylor-Säule\", Brechner & Hogg 1984] über den flachen Bänken auf dem äußeren Schelf eingefangen wird, entstehen [Eide 1979]. Unabhängig von den primär auf den Schelfen wirksamen Prozessen des Partikeleintrags in die bodennahe Wasserschicht kann die beschriebene, holozäne Mächtigkeitsverteilung (Abb. 9 c, S. 38) nur durch Advektionsprozesse im bodennahen Tiefenwasser selbst generiert worden sein. Alternative Modelle zur Entstehung der holozänen Sediment-Akkumulation wurden im Zusammenhang mit der hydrographischen Vermessung diskutiert (s. Kap. 5.1.).

Für die warmzeitliche Hochakkumulations-Fazies ab 8.600 J.v.h. (Isotopen-Substadium 1.1) sind neben der für Interglaziale typischen, hohen Primär-Produktion somit die hydrographischen Verhältnisse der maßgebliche Faktor, welche die Partikelverteilung im Bodenwasser unterhalb von 950 m Wassertiefe kontrolliert haben und zu lokaler Hochakkumulation führten.

5.3. Interpretation der Isotopenkurven

Die Kurven der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. aus den Sedimenten der Hochakkumulationsgebiete (Abb. 16-20) zeigen neben dem durch eine zwischenzeitliche Abkühlung in der Jüngeren Dryas unterbrochenen, globalen Erwärmungstrend im Verlauf der letzten Deglaziation zusätzliche Informationen und Feinheiten, die in anderen Sedimentkernen des östlichen Europäischen Nordmeeres nicht zu erkennen sind (Abb. 57):

- die Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse sind im Vergleich zu Werten, die vom Vøring-Plateau stammen [Vogelsang 1990], um durchschnittlich 0,3 bis 0,45 ‰ im $\delta^{18}\text{O}$ (Substadium 2.2) und 0,25 bis 0,39 ‰ (Holozän) leichter (vergl. Abb. 3 und Tab. 5, 6). Auch die Kohlenstoff-Isotopen-Verhältnisse sind zu leichteren Verhältnissen verschoben.
- innerhalb der Termination I im Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken und in den Sedimenten am Barents See-Hang gibt es hohe Variationen in den Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen-Verhältnissen: am Barents See-Hang auch in den holozänen Oberflächensedimenten. Die Werteamplituden zwischen benachbarten Probenhorizonten beträgt dabei bis zu 1,5 ‰ im $\delta^{18}\text{O}$.
- die Termination I_B verläuft zweiphasig.

Aufgrund der proximalen Lage der Hochakkumulationsgebiete am Kontinentalhang war zu befürchten, daß neben den planktischen Foraminiferen aus dem pelagischen Eintrag auch aus älteren Sedimentenablagerungen vom Schelf durch Bodenströmung umgelagerte oder aus dem IRD-Eintrag stammende *N. pachyderma* sin. das paläoklimatische Signal in den jeweils betrachteten Zeitscheiben verfälschen. Um eine Aussage über die Qualität des aus den hochauflösenden Sedimentkernen abgeleiteten Isotopensignals machen zu können, müssen die Faktoren, welche das Isotopensignal in planktischen Kalkschalen beeinflussen, abgewägt und bei der Interpretation berücksichtigt werden.

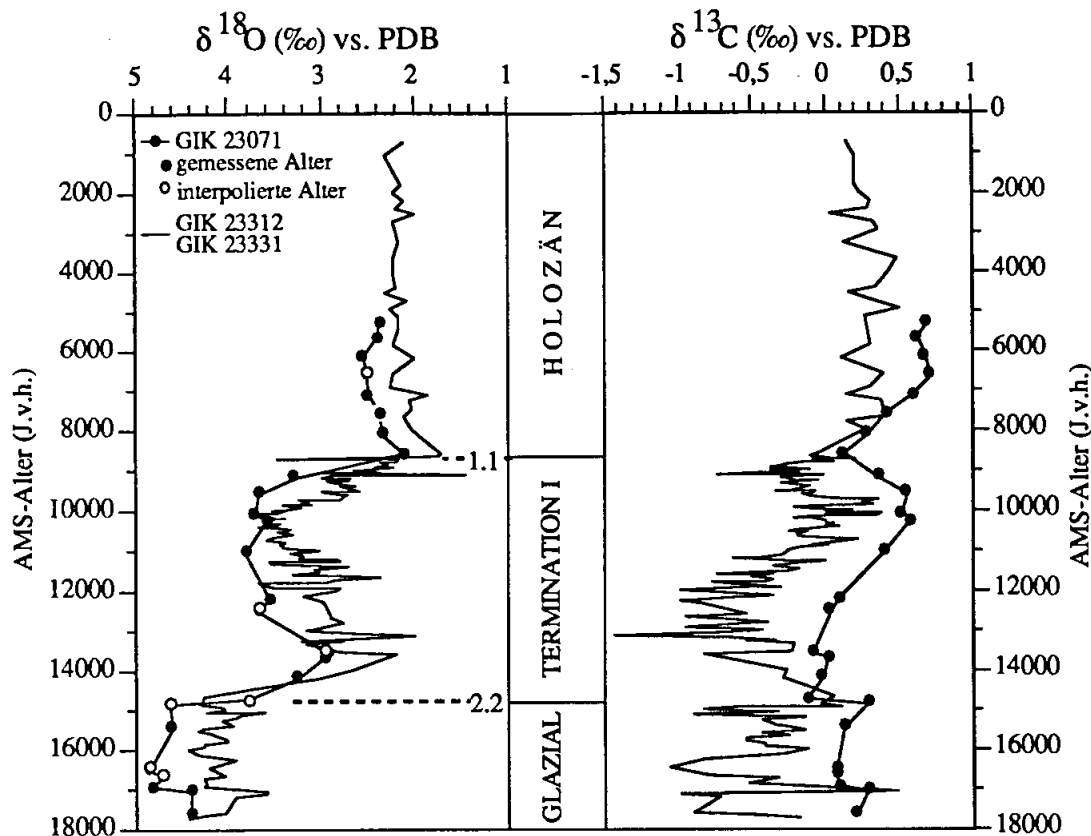


Abbildung 57: Die Gegenüberstellung der Isotopenkurven von GIK 23074-2/3 vom Vøring-Plateau [Vogelsang 1990] mit den Isotopenkurven vom Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken (aufgetragen gegen ^{14}C -AMS-Alter) verdeutlicht den generellen Versatz zu leichteren $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen am Kontinentalhang. Zwischen den gemessenen AMS-Altern wurde linear interpoliert. Die regionalen Abweichungen zwischen den Isotopenverhältnissen sind in Tabelle 6, S. 48, festgehalten.

Dazu zählen:

- primäre Faktoren: **Eis-, Temperatur-, Salinitäts- und Vitaleffekte** [Shackleton & Opdyke 1973; Duplessy et al. 1988; Hemleben et al. 1989; Carstens & Wefer im Druck], oder
- postsedimentäre Faktoren: **Bioturbation, Diagenese** oder laterale **Advektion** durch Eisberg- und Packeistransport, subglaziale Erosion, Bodenströmungen altersfremder *N. pachyderma* sin. [Hutson 1980; Streeter et al. 1982; Henrich 1986; Bard et al. 1987; Wu & Berger 1991].

Berechnungen des Eisvolumens und der Meeresspiegel-Schwankungskurve beziffern deren Auswirkung auf die Sauerstoff-Isotopen-Werte seit dem Start der Termination I_A auf einen Betrag von 0,96‰ im $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis [Labeyrie et al. 1987]. Um 10.000 J.v.h. hatte der globale **Eiseffekt** innerhalb von 5.000 Jahren um 0,76‰ im $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis auf 0,23‰ abgenommen [Vogelsang 1990]. Einzelheiten dieser Entwicklung sind nicht bekannt. Selbst nach Abzug des zum Rezenten hin kleiner werdenden Faktors verbleiben für viele $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ -Wertepaare Schwankungsbreiten von z.T. mehr als 1‰ im $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis zwischen benachbarten

Probenhorizonten (Abb. 18-20). Diese Isotopendifferenz kann nach Umrechnung über eine entsprechende Formel entweder als eine Temperaturerhöhung um 4,5°C oder eine Salinitätsreduktion um mindestens $S=1,0$ innerhalb kurzer Zeiträume gedeutet werden [Shackleton & Opdyke 1973; Erlenkeuser 1985].

Die im Vergleich zum Vøring-Plateau [Vogelsang 1990] generell leichteren Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse in allen untersuchten Zeitscheiben am Kontinentalhang (Abb. 57) werden einerseits auf die Vermischung mit fluviatilem Küstenwasser bzw. Schmelzwasser in glaziomarin beeinflussten Meeresregionen, andererseits aber auch auf höhere Temperaturen durch das wärmere, im Südosten des Europäischen Nordmeeres eindringende, atlantische Wasser zurückgeführt [Kellogg 1980; Henrich et al. 1989]. Auf Ost-West-Profilen durch das Europäische Nordmeer wurden analog zu den rezenten Verhältnissen Temperaturgradienten von wärmeren Wassermassen im Osten zu kälteren im Westen mit Differenzen bis zu 6°C auch zu verschiedenen glazialen Phasen festgestellt [Jansen 1987; Vogelsang 1990]. Die um den Eiseffekt und regionale Salinitätsvariationen korrigierten, berechneten ("tatsächlichen") Paläo-Temperaturen des Oberflächenwassers einzelner Zeitscheiben auf dem Vøring-Plateau von +1,2°C im Sauerstoff-Isotopen-Stadium 2.2, +5,0°C um 13.600 J.v.h., +2,6°C um 10.000 J.v.h. und +8,1°C in Sauerstoff-Isotopen-Stadium 1.1 in GIK 23074 [Auszug Tab. A-9, Vogelsang 1990] belegen bedeutsame Veränderungen in der Deckschicht-Hydrographie innerhalb geologisch kurzer Zeiträume. Aufgrund der vergleichsweise geringen, stratigraphischen Auflösung in den Sedimentkernen vom Vøring-Plateau [Vogelsang 1990] und der südlichen Norwegen See [Jansen 1987] ist jedoch zu vermuten, daß noch stärkere hydrographische Variationen wegen der Überlagerung verschiedener, primärer Informationen in diesem "Normalsediment" nicht dokumentiert bzw. geglättet worden sind.

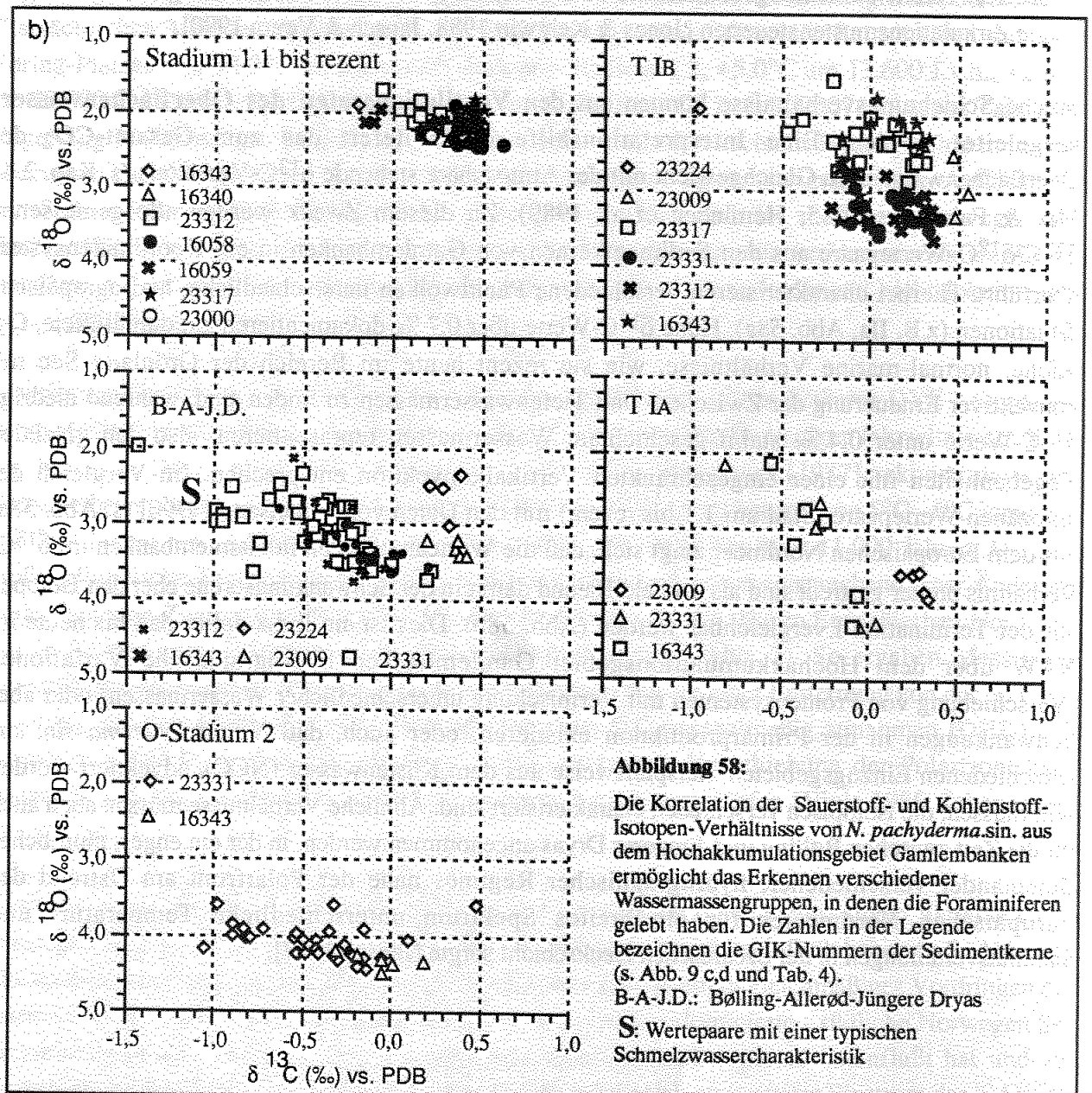
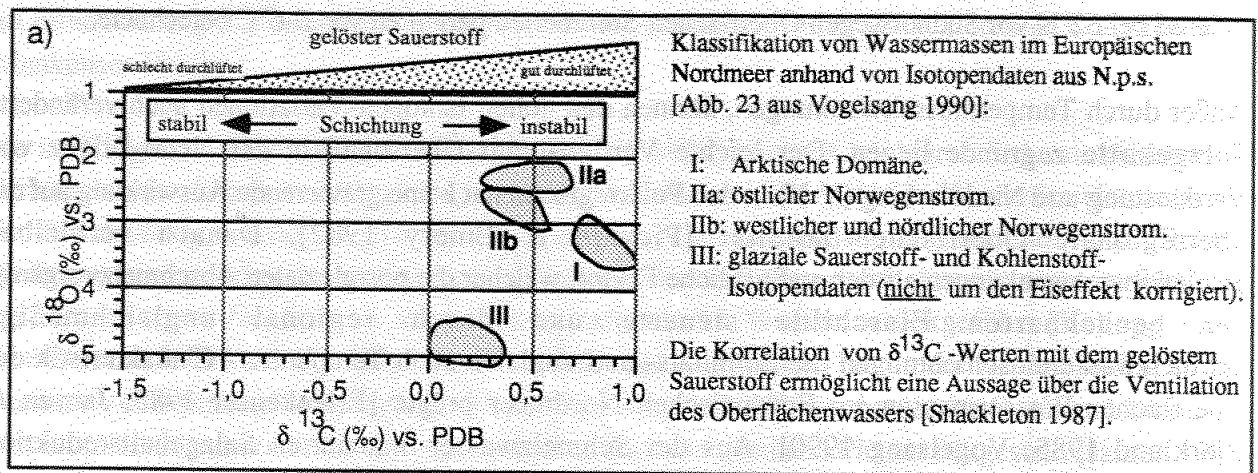
Aus der hochauflösenden Sauerstoff-Isotopenkurve des grönländischen Eiskerns DYE 3 wurde ein atmosphärischer **Temperaturgradient** von mehr als 5° C innerhalb weniger Jahrzehnte am Ende der Jüngeren Dryas berechnet [Dansgaard et al. 1989]. Mangerud [1987] rekonstruierte aus Gletscherbewegungen in West-Norwegen ebenfalls einen "Temperatursturz" von 5°C - 6°C innerhalb von 200 Jahren am Übergang vom Allerød zur Jüngeren Dryas vor etwa 11.000 Jahren. Derartig große, klimatische Temperaturdifferenzen finden ein marines Pendant entsprechend einer Änderung in der Isotopen-Zusammensetzung des Meerwassers von mehr als 1‰ im Europäischen Nordmeer nur in Küsten- oder Eisnähe, sowie an Frontensystemen (s. Abb. 2). So ergaben Messungen innerhalb der ozeanographischen Deckschicht am Eisrand, daß auf einer Entfernung von nur 50 km in Richtung auf den freien Ozean die Temperaturen um 5°C unregelmäßig zunahmen [DHI 1980; Augstein 1984]. Eine durch katabatische Winde gesteuerte Verschiebung der Polarfront kann innerhalb von Tagen regionale Temperaturgradienten noch verschärfen [Vinje 1985; Johannessen 1986].

Ähnliche Vorgänge mögen vor allem innerhalb der Termination I_B die kleinskaligen Variationen im unruhigen Kurvenverlauf der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen beeinflusst haben (z.B. Abb. 17). Für leichter werdende Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse könnte ein ungleichmäßiges Vordringen des warmen NAW in die - zu jenen Zeiten noch vom Polarwasser dominierte - südliche Norwegen See verantwortlich sein, welches die Wassermassen-Charakteristik regional beeinflusst hat und zur Verschiebung der Polarfront führte. Verschiedentlich wird solch ein unsteter Einstrom des NAW als

Erklärung für den z.T. sprunghaften Anstieg fossiler Plankton-Abundanzen in den Sedimenten der Termination I herangezogen [z.B. Koc Karpuz & Schrader 1990], während Jansen [1987] für das Allerød bei 62°N vor Südnorwegen Oberflächen-Sommertemperaturen von 5-6°C berechnete.

Außer durch Temperaturschwankungen, können den hohen Isotopen-Variationen auch veränderte Salzgehalte zugrunde liegen. Der leichte Verdunstungs-Überschuß in der Netto-Bilanz von Verdunstung und Niederschlag (V-N) in den Polarregionen hat keine gravierende Auswirkung auf die überregionale Oberflächen-Salinität [Pickard & Emery 1982]. Danach verbleiben Insolationsschwankungen als der maßgebliche Faktor, welcher die postglazialen Abschmelzvorgänge der benachbarten Eisschilde steuerte und durch regional ungleichmäßige Schmelzwassereinschichtungen die Salinitäts- und zugleich auch Temperatur- Charakteristik der Oberflächen-Wassermassen im Europäischen Nordmeer prägte [Erlenkeuser 1985; Jansen & Björklund 1985; Vogelsang 1990]. Aus der Schmelzwasser-induzierten Salzgehaltsreduktion resultierten stabile Schichtungsverhältnisse in der ozeanischen Deckschicht, die möglicherweise auch lokale Zirkulationsmuster steuerten [Jones & Keigwin 1988; Jansen & Veum 1990].

Solche Schichtungsverhältnisse können aus den **Ventilationsraten des Oberflächenwassers** hergeleitet werden. Eine Interpretationshilfe dafür liefert das zum Gesamt-CO₂ des Oberflächenwassers im Gleichgewicht mit der Atmosphäre stehende $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis (s. Kap. 2.4., Mix & Fairbanks 1985; Hemleben et al. 1989). Zu diesem Zweck wurden alle gemessenen $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Wertepaare aus den Sedimentkernen von Gamlembanken in ein Koordinatensystem überführt. Hierbei charakterisieren verschiedene Punktwolken unterschiedliche, hydrographische Situationen (z.B. IIa, Abb. 58a). Hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte über 0,7 ‰ dokumentieren gut durchlüftete, O₂-reiche, normal-marine Verhältnisse, wie sie rezent heute im Bereich der Grönland See mit konvektiver Erneuerung der Zwischen- und Tiefenwassermassen zu finden sind, während niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte unter 0,4 ‰ stabil geschichtete Wassermassen repräsentieren, also den glazialen Gegebenheiten mit einer eingeschränkten Vertikalkonvektion entsprechen. Im Vergleich der holozänen Wertepaare (Stadium 1.1 bis rezent) mit den Daten von Vogelsang [1990] (s. Abb. 58a) aus dem Europäischen Nordmeer zeigt sich, daß die Werteamplituden in Gamlembanken im $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis breiter gestreut sind als im Feld IIa und damit in der Schwankungsbreite eher den Isotopen aus der Termination I vergleichbar werden (Abb. 58b). Dies ist ein Indiz dafür, daß bis heute im NAW über dem Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken hydrographische Variationen (Verschiebung von Frontensystemen mit Vermischung unterschiedlicher Wassermassen) oder aber Schwankungen in der Primärproduktion existieren, oder auch, daß *N. pachyderma* sin. aus verschiedenen Einzugsgebieten, beispielsweise aus dem Küstenwasser (NCC), advectiert worden sein müssen, die isotopisch verschieden charakterisiert sind. Ähnliche Verhältnisse müssen auch für die Zeit zwischen Bølling und Jüngerer Dryas angenommen werden, in der ein enges, räumliches Beieinander verschiedener, hydrographischer Regimes nahe der Polarfront am Ostrand des Europäischen Nordmeeres für ein breites Spektrum unterschiedliche Temperatur- und Salinitätsverteilungen in der ozeanischen Deckschicht sorgte [Jansen 1987].



Termination I - Standardprofil Gamlembanken

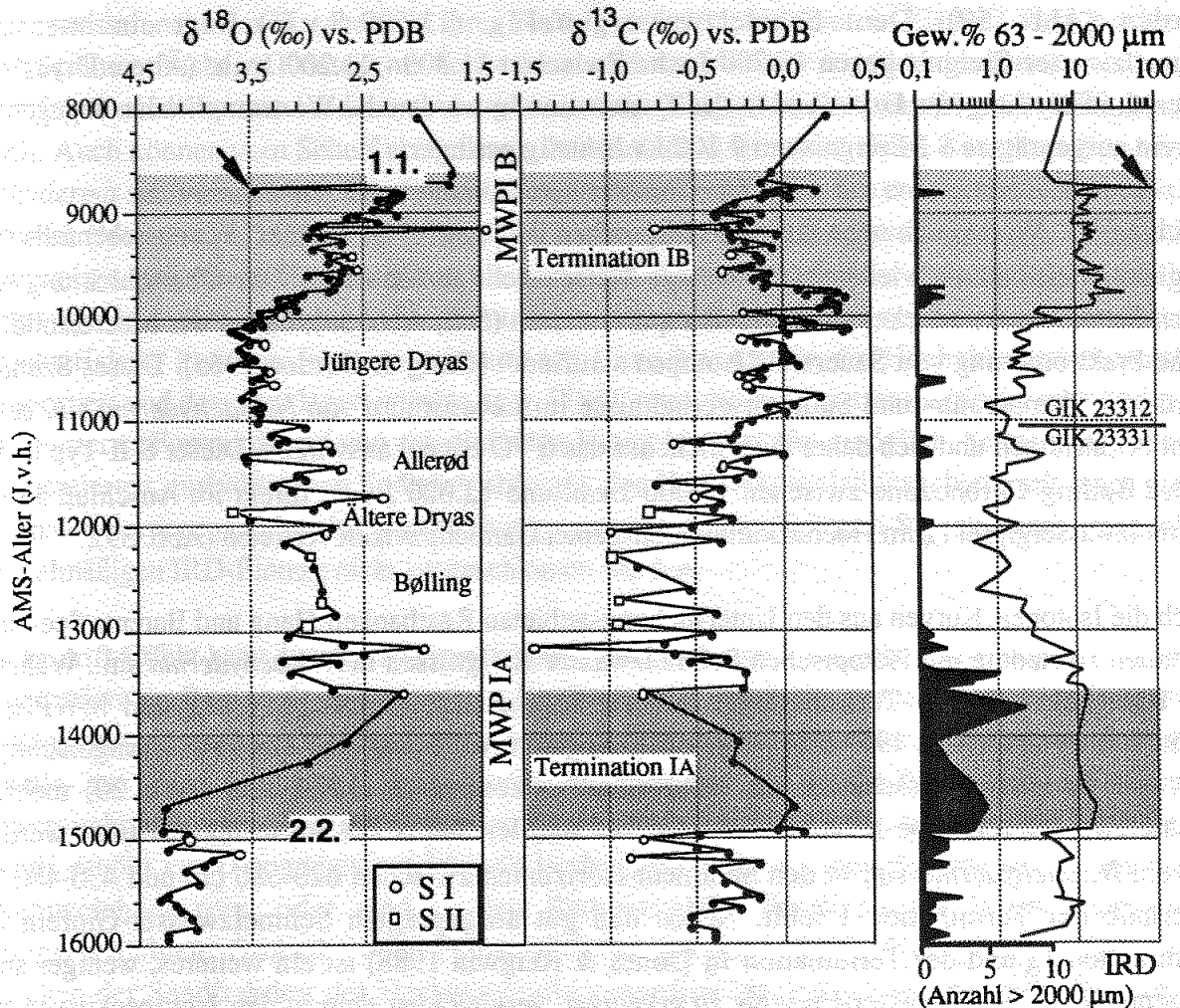


Abbildung 59: Korrelation der Korngrößenverteilung und Isotopenkurven (*N. pachyderma* sin.) in den Terminationssedimenten des Standardprofils Gamlembanken, aufgetragen gegen die Alter, die sich aus der Korrelation mit der AMS- ^{14}C -datierten Sauerstoff-Isotopen-Kurve von Kern 23071 (s. Abb. 3, S. 11) ergeben. Die durch offene Kreise (S I) oder Quadrate (S II) gekennzeichneten Horizonte spiegeln Schmelzwasser-Ereignisse zu verschiedenen Zeiten im Fossilen wieder. Der mit dem Pfeil gekennzeichnete Horizont ist eine 3cm-mächtige Sandlage mit "zu kalten", möglicherweise vom Schelf erodierten, Foraminiferen.

In den Kurvenverläufen der Isotopenverhältnisse des Standardprofils Gamlembanken fallen die angeführten Variationen als $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Wertepaare auf, welche sich zugleich durch leichte $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auszeichnen (Abb. 59). Die leichten Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse sind aus einer Vermischung des Merwassers mit isotopisch extrem leichtem, kontinentalen Schmelzwasser [bis -40‰ $\delta^{18}\text{O}$, Dansgaard et al. 1989] zu erklären [Jansen & Veum 1990]. Daraus entsteht ein isotopisch und spezifisch leichtes Brackwasser, welches den Lebensraum von *N. pachyderma* sin. überschichtet. Eine Ventilation der unterliegenden Wasserschichten mit "frischem" Sauerstoff wird dadurch zeitweise unterbunden. Die in den Abbildungen 16 bis 20 mit S ausgezeichneten Sedimenthorizonte und in Abbildung 59 mit S I gekennzeichneten Isotopenpaare stehen somit für Foraminiferen mit einer isotopische Schmelzwasser-Charakteristik [Jones & Keigwin 1988;

Fairbanks 1989; Lehmann et al. 1991; Weinelt et al. 1991]. Mit den AMS-Altern des Sedimentkerns GIK 23071-2/3 [Vogelsang 1990] kann eine erste Abschmelzphase vor Gamlembanken auf den Zeitraum von 15.200 J.v.h. bis 15.000 J.v.h., also noch vor Beginn der Termination I_A, datiert werden (Abb. 59). Dem Schmelzwassergipfel I_A (13.600 J.v.h.) folgt ein intensives Schmelzwasser-Ereignis gegen 13.200 J.v.h.. Zwischen 11.800 - 11.200 J.v.h. (Ältere Dryas), im Allerød, in der Jüngeren Dryas und in der Termination I_B werden die Werteamplituden dagegen bis auf ein ausgeprägtes S I-Ereignis um 9.200 J.v.h. stetig geringer.

Leichte $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auch ohne einen ausgesprochen leichten $\delta^{18}\text{O}$ -„Partner“ können ebenfalls eine vergleichsweise dünne, vielleicht nur wenige Meter mächtige Schmelzwasser-Überschichtung oder einen Schmelzwasserdeckel aus Meereis repräsentieren (S II, Abb. 59), da bei der Meereisbildung keine Fraktionierung von Sauerstoff-Isotopen stattfindet [Craig & Gordon 1965]. Dieses Szenario würde die Temperatur- und Salinitätsverhältnisse im Lebensraum von *N. pachyderma* sin. selbst nicht beeinflussen und sich daher auch nicht auf das $\delta^{18}\text{O}$ -Signal auswirken. Dieser S II-Typ ist nur in der Bølling-Chronozone zwischen 13.000 J.v.h. und 12.000 J.v.h., direkt im Anschluß an den Schmelzwassergipfel I_A im Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken vertreten (Abb. 59).

Auch die Isotopen-Kurven aus den Untersuchungsgebieten Røstbanken-Hang und Barents See-Hang enthalten Horizonte mit isotopischen Schmelzwasser-Ereignissen in *N. pachyderma* sin.. Während vor Røstbanken in der Termination I nur die Schmelzwassergipfel MWPI_A und MWPI_B zu identifizieren sind (Abb. 19) - eine Folge der geringeren Auflösung oder eines nur geringmächtigen oder gar fehlenden Eisschelfes im "Hinterland" - können in GIK 23258 (Abb. 20) mehrere Schmelzwasserereignisse anhand leichter $\delta^{13}\text{C}$ - und leichter $\delta^{18}\text{O}$ -Werte rekonstruiert werden, obwohl *N. pachyderma* sin. in den Sediment-Horizonten zwischen 620-680 cm und 430-480 cm innerhalb der Termination I fehlt. Neben den gut ausgeprägten Schmelzwasser-Gipfeln der Termination I_A und der Termination I_B [Jones & Keigwin 1988] ist ein weiteres, weniger stark ausgeprägtes Schmelzwasser-Ereignis zu erkennen, vergleichbar dem in den Isotopenkurven von Gamlembanken im Allerød

Obwohl die Aktivitätsraten des Benthos in den rezenten, feinkörnigen Schlämmen der Hochakkumulationsgebiete wegen der hohen Gehalte an frischem C_{org} für Suspensionsfresser besonders hoch sind [Graf 1989; Jensen et al. im Druck], können die aus der Bioturbations-Vermischung resultierenden und zu einer Dämpfung von Gradienten bzw. Phasenverschiebung des Isotopen-Signals führenden **Umlagerungseffekte** als untergeordnet eingestuft werden. Die im Vergleich zum holozänen Hemipelagit - rezent liegt dort die Bioturbationstiefe bei 10-15 cm am Vøring-Plateau [Graf 1989] - geringere Benthos-Aktivität in der Termination I (Sedimentationsraten bis zu 228 cm/ky, Tab. 7) ist nach Stow & Holbrook [1984] ein zusätzliches Indiz für hohe Ablagerungsraten, die zu einer schnellen Versiegelung und damit guten Erhaltung der primären Isotopensignale in den Hochakkumulationsgebieten geführt haben. Dies ist auch an den hohen Werteamplituden in aufeinanderfolgenden Horizonten (minimaler Abstand: 1cm) abzulesen. Im Sauerstoff-Isotopen-Stadium 2 bleibt Bioturbation nur auf die geringmächtigen Abfolgen am Top der Silt-Turbidite beschränkt oder fehlt gänzlich.

Auf dem Schelf nehmen Gletscher und Eisberge das Oberflächensediment mit den darin sedimentierten *N. pachyderma* sin. auf. Diese haben die hydrographische Charakteristik der Wassermassen nahe der Eisschelfe in ihren Karbonatschalen eingebaut. In Eisdrift-Phasen schmilzt diese Sedimentfracht im Kontakt mit dem relativ wärmeren Wasser seewärts des Kontinentalhanges (Polarfront) wieder aus und sedimentiert zusammen mit pelagischen Partikeln [Henrich 1989; Bischof 1990]. Auch können vom Schelf abfließende **Bodenströme** eine zusätzliche Kontamination von *N. pachyderma* sin. verursachen. Die Foraminiferen könnten zum einen aus erodiertem Glazial-Detritus stammen [Vorren et al. 1983]. In diesem Fall hätten sie schwere Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse aufzuweisen. Wenn die Foraminiferen allerdings im Wasser jenseits der Polarfront gelebt haben, wären sie isotopisch leichter. So könnten in einem Bodenstrom vollkommen verschieden charakterisierte Foraminiferen gemeinsam den Hang hinunter in ein Hochakkumulationsgebiet transportiert und dort abgelagert worden sein. Eine Unterscheidung eistransportierter oder bodennah transportierter Foraminiferen von autochthonen Exemplaren ist nicht möglich. Selbst in den schnell sedimentierten, turbiditischen Sedimentabfolgen der Hochakkumulationsgebiete mit einer guten, regionalen Sortierung kann eine Vermischung unterschiedlicher Isotopen-Signale durch einen lokal-unregelmäßigen IRD-Eintrag nicht ausgeschlossen werden.

Der Eisdrift-Effekt kann aus den Kurvenverläufen der Sand- und lithogenen Kiesfraktionen, in denen insbesondere zu Beginn der Terminations-Eisabschmelzphasen ein markanter Anstieg festgestellt werden kann, abgeschätzt werden [vergl. Abb. 27, Abb. 59, 60]. Eine Beeinflussung des Isotopen-Signals aus dem Eintrag glazialer, eistransportierter *N. pachyderma* sin. sollte daher schwerpunktmäßig am Start der Terminationsstufen zu bemerken sein, in denen der IRD-Gehalt jeweils erhöht ist. Demgegenüber können Bodenströme durch einen Anstieg der Grobfraction gekennzeichnet sein, oder sind in den Radiographien durch an der Basis kreuz- oder schräggeschichtete Grobsilt- oder Feinsandbänder gekennzeichnet. Eine positive Korrelation zwischen der Sandfraktion der Hochakkumulationssedimente und schwereren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, die glaziale, erodierte *N. pachyderma* sin. vom oberen Hang oder Schelf repräsentieren würden, kann auf den ersten Blick nur in wenigen Fällen festgestellt werden. Aus über 500 Isotopenmessungen können vier $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ -Wertepaare in diesem Sinn als "Ausreißer" in drei Sandlagen erkannt werden (vergl. Pfeile in Abb. 16, 17 mit 23, 24), deren Ursache glaziale Foraminiferen aus dem IRD-Eintrag sein können. Während aber in GIK 23312 die markante Grobsandlage zwischen 395,5 bis 398,5 cm schon in der Radiographie als Turbidit angesprochen wurde (Abb. 25), werden die zu schweren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der anderen Sandlagen (z.B. Sand II, Abb. 28) durch den regionalen Vergleich der Korngrößen als glaziale *N. pachyderma* sin. gedeutet, die durch Bodenströmungen lateral vom Schelf advektiert wurden.

Der Vergleich von Isotopenwerten mit dem Grobsiltgehalt und dem Sandquotienten in den Abschnitten der Terminationssedimente mit den höchsten Sedimentationsraten macht deutlich, daß jeweils relative Minima in der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve mit höheren Sandquotienten und Grobsiltgehalten zusammenfallen (Abb. 60). Diese Kernabschnitte zeichnen sich auch dadurch aus, daß - im Gegensatz zum ansonsten homogen erscheinenden Terminationsschlamm (s. Kap. 5.2.2.) - in den Radiographien eine schwache Schichtung zu erkennen war (dunkles Raster bei 175 cm, 225 cm und 338 cm). Daraus kann der Schluß gezogen werden, daß durch Bodenströme lateral advektierte

Foraminiferen vom Schelf oder vom oberen Hang für die relativ schweren Sauerstoff-Isotope in den Kurven verantwortlich sind. Diese Horizonte liegen in enger Nachbarschaft zu Kernabschnitten, in denen Foraminiferen mit einer isotopischen Schmelzwasser-Charakteristik nachgewiesen sind (SI, Abb. 59). Sedimentlagen mit einer wenig schwankenden $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve zwischen 250 cm und 320 cm, aber stark variierenden $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen, korrelieren durchweg mit einem geringeren Grobsiltgehalt (schwarze Kreise, Abb. 60), repräsentieren somit wechselnde Stabilitätsverhältnisse mit variierender Sauerstoffversorgung oder -zehrung bei etwa gleichbleibenden, hydrographischen Randbedingungen in der Wassermasse, in der *N. pachyderma* sin. gelebt hat (schwarze Kreise, Abb. 60). Dies ist als ein Hinweis darauf zu deuten, daß Foraminiferen aus verschiedenen, hydrographischen Situationen advectiert sind, ohne daß dies anhand von Sedimentstrukturen in den Radiographien oder den Korngrößenverteilungen dokumentiert wurde, z.B. durch eine Sedimentation aus einer bodennahen oder zwischengeschichteten Trübezone.

GIK 23331-1, 100-400 cm

Isotopen-Messung: Dr. H. Erlenkeuser

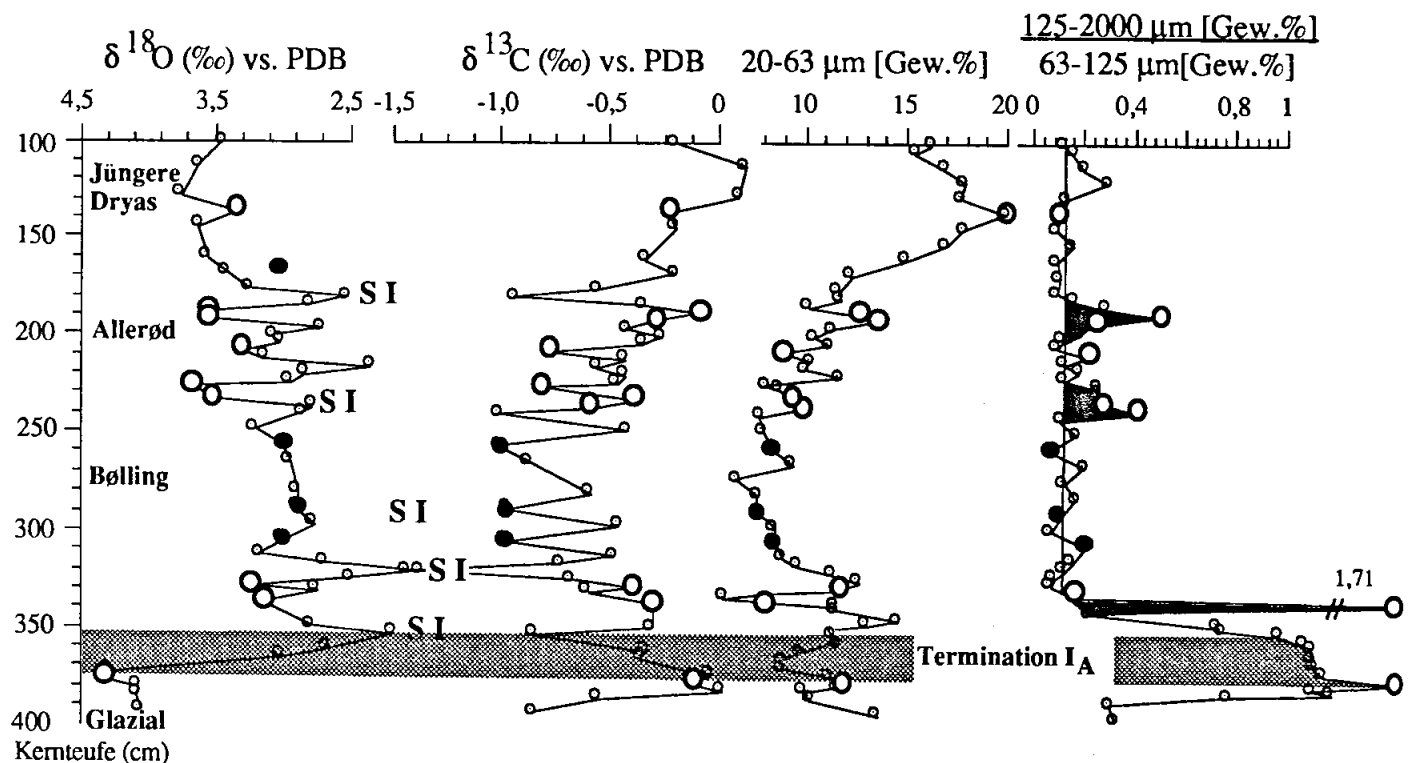


Abbildung 60: Korrelation von Korngrößen-Parametern mit den Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen in Sedimentkern GIK 23331 (100-400 cm Kernteufe) aus dem Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken. Sekundäre $\delta^{18}\text{O}$ -Minima sind zugleich Maxima im Kurvenverlauf von Grobsilt und Sandquotient, in enger Nachbarschaft zu Horizonten mit einer isotopischen Schmelzwassercharakteristik (SI). In den Radiographien sind diese Horizonte z.T. als basis-gradierte Siltlagen zu erkennen, was als ein Hinweis dafür gewertet wird, daß die Foraminiferen in diesen Sedimentlagen advectiert worden sind

5.4. Paläozeanographische Implikationen

Die gute, stratigraphische Auflösung der Hochakkumulationssedimente und deren detaillierte Beprobung ermöglichte es, wichtige Erkenntnisse über die Wechsel der räumlichen und zeitlichen Sedimentationsmuster im Bereich der Untersuchungsgebiete am norwegischen Kontinentalhang zu gewinnen. Aus der regionalen Kartierung der Sedimentmächtigkeiten, den Sedimentparametern und den Isotopenmustern, die in den planktischen Foraminiferen gespeichert sind, soll versucht werden, die regionale Sedimentationsgeschichte zu rekonstruieren und Aussagen über die Sedimenttransportprozesse zu treffen, die zum Aufbau der Hochakkumulationsgebiete beigetragen haben. Als ein wichtiges Hilfsmittel stellte sich dabei die Kartierung der rezenten Hydrographie und der nepheloiden Schichten vor dem Barents See-Hang heraus, die Hinweise auf ein Szenario lieferten, wie es auch für die Region um das Hochakkumulationsgebiet Gamlembanken bei 67°N zur Zeit der Termination I zutreffen könnte. Die Ergebnisse der hydrographischen Momentaufnahme vor dem westlichen Barents See-Hang (Kap.4.4) können für eine Rekonstruktion der Transportprozesse während der Termination I bis auf zwei Einschränkungen direkt übertragen werden:

- das rezent bis zu 400 m mächtige Atlantikwasser war zu Beginn der Termination I vor Mittelnorwegen noch nicht vorhanden bzw. im späteren Verlauf noch längst nicht so mächtig wie heute, und
- im Bereich um Gamlembanken existiert kein mit dem Gully Kveitehola vergleichbarer submariner Kanal mit einem abschließenden Sill am oberen Hang. Die topographischen Leitbahnen für abfließendes Bodenwasser sind hier weniger deutlich ausgeprägt. Das "near boundary sinking"-Modell [Killworth 1983] für eine Bodenwasserbildung mit abfließenden Winterwasser-Kaskaden über dem Kontinentalhang gilt demzufolge nur mit Einschränkung.

Das Abschmelzen der kontinentalen Eisschilde im Spätglazial führte zu einem Rückzug des Eisschelfs von der heutigen 400 m-Tiefenlinie der äußeren Schelfkante seit dem Hochglazial vor ca. 18.000 Jahren [Egga I Moräne, Andersen 1990; Elverhøi et al. 1990]. Das Schelfeis wurde durch den steigenden Meeresspiegel angehoben; aus den schmelzenden Eismassen erfolgte ein hoher Sedimenteintrag in die Wassersäule [Pfirman & Solheim 1989]. Vom Schelf bis über den Kontinentalhang seewärts driftende Eisberge schmolzen im wärmeren Wasser jenseits der Polarfront und verloren ihre Fracht schon über dem oberen Kontinentalhang, wie heute in der Antarktis [Grobe 1986]. Die nun fehlende Eisbedeckung, bei zumindest saisonal offenen Meereisbedingungen am Kontinentalhang in Höhe des Vøring Plateaus, begünstigte die Primärproduktion und Benthosaktivität. Die Karbonatgehalte im Sediment steigen an. Diese Befunde sind aus den Sedimenten am Kontinentalhang abzulesen (s. Abb. 35, 55) und vielfach beschrieben [z.B. Henrich et al. 1989; Karpuz 1989; Ramm 1989]

Die Hydrographie am Kontinentalhang war durch das Fehlen des atlantischen Wassers zunächst weniger kompliziert. Die Wassersäule über dem Schelf war durch die Schmelzwasser-Suspensionen überschichtet. Über dem flachen Schelf reichten vergleichsweise kleine Dichtedifferenzen aus, um für eine tiefreichende Konvektion der Wassersäule mit einer Resuspension der unkonsolidierten

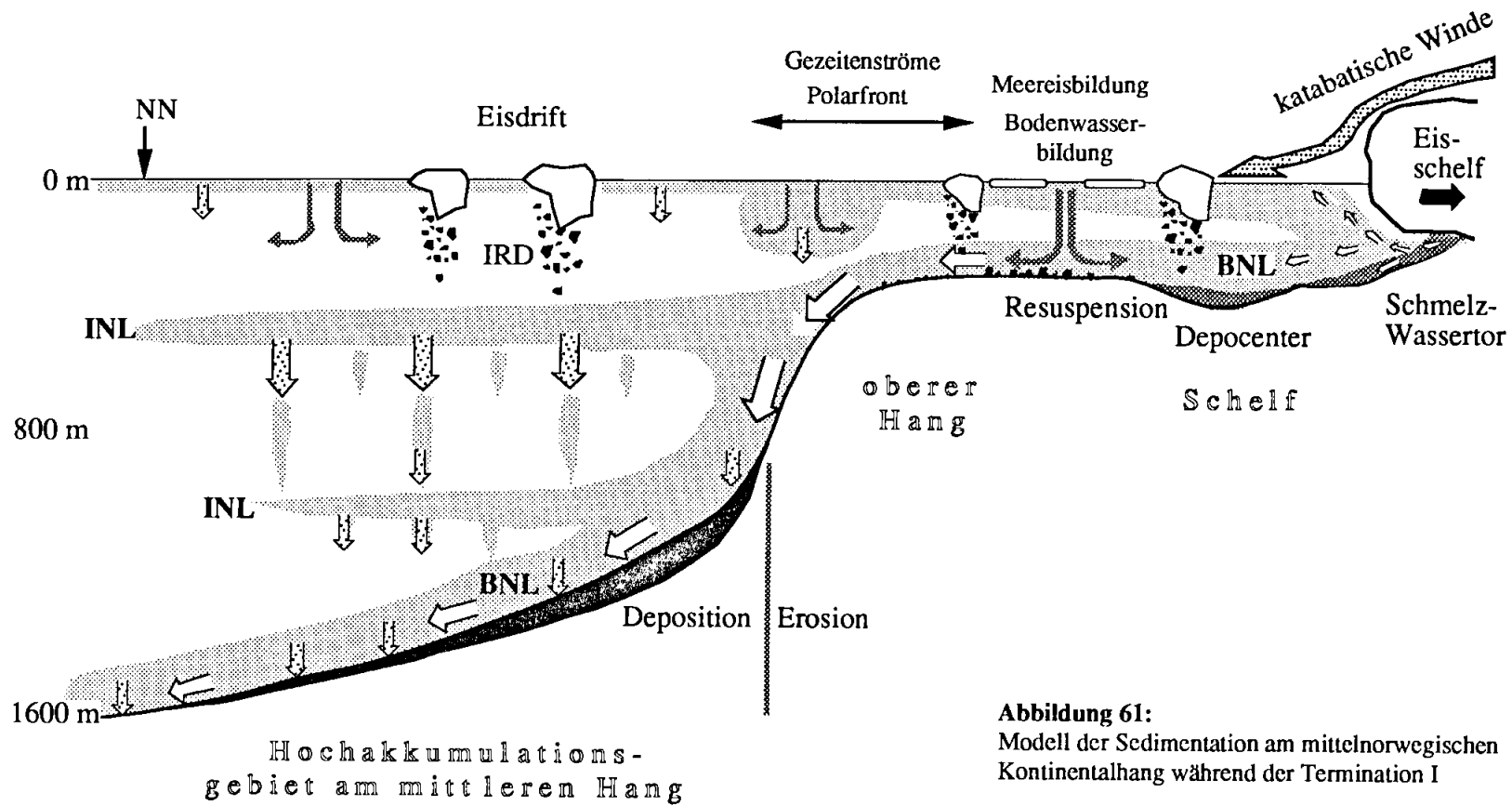


Abbildung 61:
Modell der Sedimentation am mittelnorwegischen Kontinentalhang während der Termination I

Sedimente am Boden zu sorgen. Möglicherweise haben allein lokal erhöhte Partikelkonzentrationen in der Wassersäule zu Dichtenausgleichsströmungen geführt. Durch die hohe Verfügbarkeit an einem breiten Korngrößenspektrum aus dem abschmelzenden Gletschereis sowie die weite Verbreitung hoher Partikelkonzentrationen aus Schmelzwasser-Suspensionen in Überschichtungen muß die bodennahe Trübezone zu eisfreien Zeiten auf den norwegischen Schelfen sehr gut ausgeprägt, vielleicht sogar über die gesamte Wassersäule hinweg entwickelt gewesen sein, zusätzlich noch verstärkt durch windinduzierte Turbulenz [z. B. katabatische Winde, Foldvik & Gammelsrød 1988] und Gezeitenströme in flachen Wassertiefen.

Bei einem bis zu 120 m tiefer gelegenen Meeresspiegel [Vorren et al. 1978] müssen in Nähe der Eisrandzone vor der norwegischen Küste ganzjährig gute Voraussetzungen für eine Bodenwasserbildung an paläozeanographischen Frontsystemen bestanden haben (Abb. 61). So wie noch heute in Teilen der Barents See und in der Antarktis, spielen Eisschelfe eine wichtige Rolle für die Verbreitung von Schmelzwasser- und Meereisschichten [Nichols et al. 1991]. Über dem nach der Termination I_A nahezu eisfreien norwegischen Schelf bildeten sich in den flachen Wasserschichten aufgrund von Druckgradienten Bodenstrommuster aus, die entweder durch Bodenwasserbildung oder möglicherweise allein schon aufgrund der höheren Partikelkonzentration eine höhere spezifische Dichte aufweisen als das umgebende Wasser; eine Situation vergleichbar mit Regionen in Gletschernähe und vor Schelfeiskanten in der heutigen Barents See [Powell & Molnia 1989; Pfirman & Solheim 1989]. Da in Eisrandlagen bei der Meereisbildung im Winter dichtes Wasser gebildet wird, könnten in einem engen räumlichen Nebeneinander hochkonzentrierte Schmelzwässer und neugebildetes Bodenwasser zu einem Trübestrom vermischt worden sein, welcher vorzugsweise auf topographisch vorgezeichneten Bahnen (Abb. 10), wie z. B. eiszeitliche Drainagerinnen, bis über die Schelfkante und durch den wenig stratifizierten Wasserkörper den steilen oberen Hang hinunter abgeflossen sind (Abb. 61). Die Hangneigung steigerte zunächst die kinetische Energie dieses Trübestromes; dabei könnte er seine Fließgeschwindigkeit - trotz konstanter Hangneigung - durch Aufnahme weiterer Suspension noch gesteigert haben. Eine Sedimentation oder gar Akkumulation feiner Sedimente am oberen Hang in Bereichen eines aktiven Hangabtransportes ist daher unwahrscheinlich. Dies mag eine Erklärung dafür sein, warum am äußeren Schelf und am steilen Hang oberhalb der Hochakkumulationsgebiete keine Rutschungen beobachtet wurden [s. Kap. 4.1.].

Trübestrome können sehr dicht werden und als bodennahe Unterströme bis weit in pelagische Regionen vordringen [Foldvik & Gammelsrød 1988; Elverhøi et al. 1989]. Dadurch werden auch leichtere Partikel, wie z.B. Foraminiferen-Gehäuse, über weite Strecken bis in die Tiefsee transportiert. Da im Gegensatz zu heute das relativ dichte Atlantikwasser in der ozeanischen Deckschicht fehlte, welches rezent nur sehr dichten Bodenwassermassen erlaubt, bis in das Tiefenwasser zu gelangen [Quadfasel et al. 1988], dürften die Trübestrome in der Termination I - bei den gleichen Randbedingungen für die Bodenwasserbildung auf dem Schelf wie rezent - ebenfalls in große Tiefen vorgestoßen sein, bis sie schließlich ihre *in situ*-Dichte erreichten, in den Tiefenwasserkörper eingeschichtet wurden und ihre Sedimentfracht abgaben.

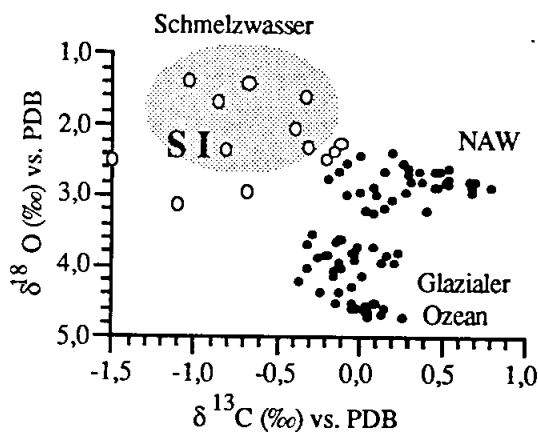


Abbildung 62:

Korrelation von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen-Verhältnissen von N.p.s. aus dem Hochakkumulationsgebiet vom Barents See Hang. Die offenen Kreise markieren die Sedimenthorizonte mit einer isotopischen Schmelzwassercharakteristik des Typs S I. Die Werte im gerasterten Feld sind holozäne Oberflächenproben der obersten 32 cm. Messung: Mara Weinelt.

Diese Modellvorstellung wird durch die Vermessung der Hydrographie zusammen mit der isotopestratigraphischen Untersuchung der holozänen Oberflächensedimente des Hochakkumulationsgebietes vor dem Barents See-Schelf gestützt. Gegen Ende der holozänen Erwärmung (leichter werdende $\delta^{18}\text{O}$ -Werte) sind hohe Werteamplituden in den Sauerstoff-Isotopen von *N. pachyderma* sin. der obersten Sedimenthorizonte gemessen worden, die nur durch eine schnelle Versiegelung infolge hoher Sedimentationsraten, z.B. durch pulsartige Trübestrome (Winterwasser-Ereignisse), so erhalten bleiben konnten (Abb. 20, 62). Die Werte reichen von typischen Interglazial-Werten unter dem nördlichen Norwegen Strom bis hin zu einer ausgeprägten Schmelzwasser-Charakteristik, wie man sie nahe der Polarfront erwarten würde oder auch in den Schmelzwasser-Gipfeln der Termination vorliegen hat (vergl. Abb. 59, Mitte: S). Diese Foraminiferen, aus dem Sedimentkern GIK 23258 im Zentrum des Hochakkumulationsgebietes am Barents See-Hang (Wassertiefe 1.800 m) müssen aufgrund ihrer Isotopen-Charakteristik jenseits der Barents See-Polarfront über dem Schelf gelebt haben, und können nur bodennah advektiert oder aus zwischengeschichteten Trübezonen aussedimentiert sein (s. Bodenwasser-Bildung, Kap. 4.4. und 5.1.2.). Wenn rezent trotz des querenden Westspitzbergen-Stromes Foraminiferen vom Schelf bis in den Tiefenwasserkörper transportiert werden können, dann müssen bei vergleichbaren Prozessen vor Gamlembanken und dem westlichen Barents See-Hang in der Termination I - ohne das relativ dichte Atlantikwasser in der Deckschicht - Bodenwassermassen mit ähnlich hohen Dichten in noch größere Tiefen vorgedrungen sein und damit weite Bereiche des Vøring-Plateaus oder der benachbarten Tiefseebecken erreicht haben.

Die aus den Isotopendaten abgeleiteten Befunde stimmen gut mit Ergebnissen von Mackensen & Hald [1988] überein, die anhand benthischer Foraminiferengemeinschaften zwischen 15.000 J.v.h. und 13.000 J.v.h. zunächst offene, polare Konditionen am Kontinentalhang vor Gamlembanken vermuteten, die von "stärkeren Fluktuationen in Salinität und Turbulenz um 13.250 J.v.h. im Bodenwasser" gefolgt wurden [Mackensen & Hald 1988]. Ein Vordringen der Bodenwassermassen vom Schelf, vermischt mit einem Anteil von Schmelzwasser, bis weit in pelagische Regionen [Quadfasel et al. 1988] - bodennah oder als zwischengeschichtete Trübezone (INL, s. Kap. 4.4.) - würde im Prinzip mit den Ergebnisse von Jansen & Veum [1990] und Vogelsang [1990] übereinstimmen, die über den Vergleich von planktischen und benthischen Isotopendaten vom

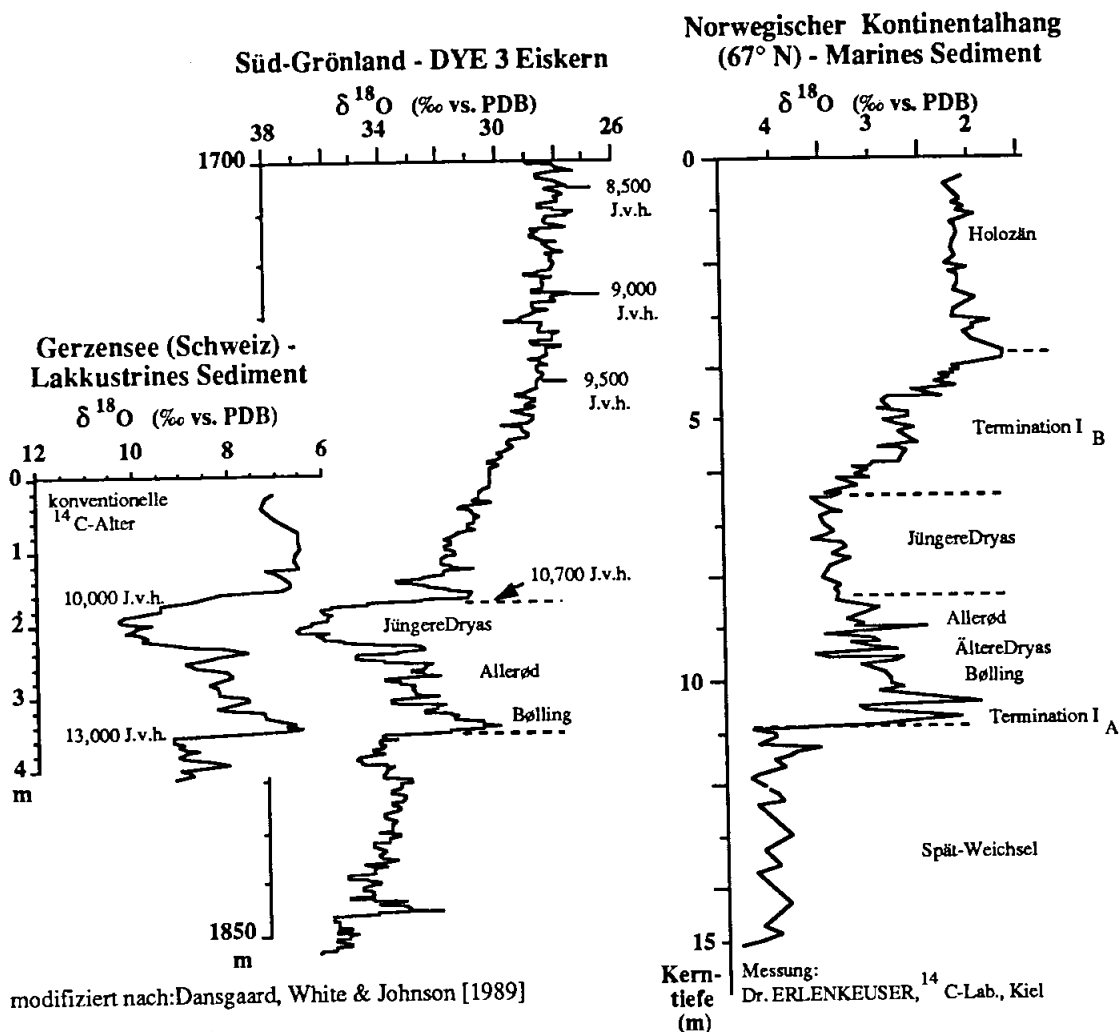


Abbildung 63: Gegenüberstellung von Sauerstoff-Isotopenkurven aus den Alpen, aus dem grönländischen Eis, und aus dem marinen Hochakkumulationssediment vor Gamlembanken im östlichen Europäischen Nordmeer. In allen Kurven ist der globale Erwärmungstrend im Verlauf der letzten Eisabschmelzphase mit dem zwischenzeitlichen Klimaumschwung in der Jüngeren Dryas enthalten. Darüber hinaus werden jedoch auch Ähnlichkeiten in den Kurvenvariationen vor allem zwischen Bølling und Jüngere Dryas deutlich, die den Schluß zulassen, daß die in den Hochakkumulationsgebieten dokumentierten Variationen der Sauerstoff-Isotopen-Kurven letztlich auf Bewegungen der kontinentalen Eismassen zurückzuführen sind.

Vøring-Plateau zu dem Ergebnis kamen, daß "in der Norwegen See kurzfristig und episodisch Tiefenwasser mit dem Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopen-Signal einer Schmelzwasserbeimengung im Oberflächenwasser gebildet wird" [Vogelsang 1990]. Ein Unterschied besteht jedoch darin, daß in diesem "Bodenwasser-Modell" das Schmelzwasser-Signal durch lateral advektierte Wassermassen oder gar durch umgelagerte Foraminiferen selbst - bodennah oder über die INL wie rezent am Barents See-Hang (s. Kap. 4.4. und Abb. 62) - eingetragen wird, während Jansen & Veum [1990] und Vogelsang [1990] von einer Tiefenwasserbildung auf dem freien Ozean ausgehen, in der Schmelzwasser aus einer Übersichtung mit eingeht ["open ocean sinking"-Modell, Killworth 1983].

Die sich zusammen mit den kleinskaligen Variationen in den Isotopenkurven in der Schlamm-Turbidit-Fazies in den Sedimenten der Hochakkumulationsgebiete widerspiegelnden Muster der Sedimentation aus Trübestömen können in Zusammenhang mit den Bewegungen einer oszillierenden Schelfeiskante [Grobe 1986] oder klimatisch bedingten Verschiebungen der Eisfront stehen ["fließende Eisschelfe", Foldvik & Gammelsrød 1988]. Erwärmungsphasen führen dabei zu einer stärkeren Abgabe von Schmelzwasser mit oft radikalen Veränderungen in den Abflußmustern und der Aufarbeitung glaziomariner Sedimente in Eis-proximalen Regionen, während in Abkühlungsphasen die bei der Eisbildung entstehenden Salzlaken eine wichtige Rolle für die Neubildung von Bodenwasser spielen [Rudels 1990; Nichols et al. 1991]. Die in den untersuchten Terminationssedimenten erhaltenen Variationen der Isotopenkurve werden somit als ein Hinweis auf die Verschiebung hydrographischer Fronten interpretiert, die durch klimatische verursachte Variationen des Eistrückzuges in Skandinavien bzw. der Barents See gesteuert werden [Andersen 1990; Hald et al. 1991]. Daraus ergeben sich Ähnlichkeiten im Kurvenverlauf bei einem Vergleich mit den kontinentalen Epochen der Eisabschmelzphase in Nordwest-Europa [Bølling-Interstadial, Ältere Dryas-Stadial, Allerød-Interstadial, Jüngere Dryas-Stadial, Andersen 1990]. Auch in grönländischen Eiskernen sind neben den Milankovitch-Insolations-Zyklen der Weichsel-Eiszeit feine Variationen des Paläoklimas in den Skalen von 100 bis 1000 Jahren dokumentiert, ebenso wie in den Sauerstoffisotopen aus alpinen See-Sedimenten (Abb. 63) [Oeschger 1984; Dansgaard et al. 1987].

Der zweigestufte Kurvenverlauf der Sauerstoff-Isotopen innerhalb der Termination I_B mit einem leicht rückläufigen Plateau bei $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen um 2,8‰ zwischen 9,700 J.v.h. und 9,300 J.v.h. (Abb. 59) kann entweder als ein temporäres Nachlassen des Einstromes atlantischer Wassermassen, oder aber auch als Indiz für einen klimatischen Rückkopplungseffekt verstanden werden. Folgt man der Annahme, daß das in der zweiten Terminationsphase freiwerdende Schmelzwasser wegen seines niedrigen Salzgehaltes und der immer noch niedrigen Oberflächen-Wassertemperaturen [+2,6°C über dem Vøring-Plateau um 10,100 J.v.h. [Vogelsang 1990] saisonal zufriert, könnte die erhöhte Albedo über der entstehenden Eisschicht zu einem Wärmeexport und einer regionalen Abkühlung führen [Ruddiman 1987; Graßl 1989]. Dafür spricht der geringe IRD-Eintrag und die stagnierende Primär-Produktion zu dieser Zeit (s. Abb. 35, 59). Da die Oberfläche der fennoskandischen Eismassen um 10,000 J.v.h. nur noch etwa 50% der maximalen glazialen Ausdehnung umfaßte, wirkte sich der Abkühlungseffekt im Vergleich zum Interstadial der Jüngeren Dryas, die in diesem Zusammenhang als Rückkopplungseffekt der Termination I_A verstanden werden kann, geringer aus. Das Resultat war eine nur kurze "Erwärmungspause" innerhalb der Termination I_B. Die Vermischung des Polar- bzw. Schmelzwassers mit dem nach Norden vordringenden Atlantikwasser läßt dieses klimatische Ereignis nur noch als Plateau im Anstieg der Termination I_B erkennen (Abb. 16, 17). Hinweise auf solche kurzfristigen Variationen des Klimas finden sich in allen höherauflösenden Isotopenkurven [Oeschger 1984; Weinelt et al. 1991].

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, daß sich eine letztlich befriedigende, paläozeanographische Interpretation vermutlich ohne die gute Kenntnis lokaler, advektiver Einflüsse auf die Variationen in den Isotopenmustern benthischer und planktischer Kalkschaler, die nur aus den proximalen Sedimentationsgebieten am Kontinentallhang gewonnen werden können, nicht herleiten läßt.

6. ZUSAMMENFASSUNG

Diese Arbeit wurde im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 313, Teilprojekt A2, angefertigt und beschäftigt sich mit dem Sedimenttransport im Bereich der Hochakkumulationsgebiete am Kontinentalhang des östlichen Europäischen Nordmeeres. Bathymetrie und Verteilung der Sedimentmächtigkeiten in den Untersuchungsgebieten wurden zunächst mit dem 3,5 kHz-Sedimentecholot flächenhaft kartiert, um daran anschließend die Sedimente gezielt mit langen und kurzen Sedimentkernen zu beproben. Die Datierung der Sedimentabfolgen mit der Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie erbrachte Holozän-Mächtigkeiten von 6 m sowie bis zu 10 m für Sedimente der Termination I im etwa 25 km*25 km großen Hochakkumulationsgebiet vor Gamlembanken (67°00'N und 7°45'E). Korngrößenanalysen zeigen, daß maximale Sedimentationsraten bis zu 65 cm/ky in den holozänen, siltigen Tonen vor Gamlembanken im Zentrum einer annähernd kreisrunden Kartiereinheit hauptsächlich durch die Akkumulation der Korngrößenfraktion < 20 µm zustande kommen. Die ebenfalls feinkörnigen, mit IRD durchsetzten, tonig-siltigen Schlämme der Termination I dagegen werden mit einer hangnormalen, horizontalen Gradierung in zwei "Sedimentationskanälen" mit Sedimentationsraten bis zu 230 cm/ky abgelagert.

Die Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenkurven aus den Kalkschalen planktischer Foraminiferen fünf langer Sedimentkerne aus den Untersuchungsgebieten am Kontinentalhang enthalten, zeitlich hochaufgelöst, neben dem globalen Erwärmungstrend in der Termination I und dem zwischenzeitlichen Kälterückschlag in der Jüngeren Dryas weitere Feinheiten, wie z. B. eine zweigestufte Termination I_B und hohe Variationen in den Isotopen-Verhältnissen auch in den holozänen Oberflächensedimenten. Dieses wird durch die laterale Advektion von Foraminiferen aus isotopisch verschieden charakterisierten Liefergebieten in die Akkumulationsgebiete am Kontinentalhang erklärt.

In einer regionalen Vermessung der Hydrographie wurden saisonale und auch kurzzeitige Schwankungen der Attenuation in den intermediären und bodennahen, nepheloiden Schichten am Kontinentalhang über den Hochakkumulationsgebieten festgestellt. Auf dem westlichen Barents See-Schelf konnte eine Bodenwasserbildung nachgewiesen werden. Von dort sinken dichte Wassermassen als suspensionsbeladene Trübestrome vom Schelf über den oberen Kontinentalhang bis in Wassertiefen hinab, daß sie für eine Modifizierung der Tiefenwassermassen sorgen können. Die Ursachen für die Attenuationsanomalien am mittelnorwegischen Kontinentalhang dagegen liegen in der Wechselwirkung von Grenzschichtwellen zwischen den Wassermassen des Norwegen Stromes (NAW) und dem Norwegen See Tiefenwasser (NSDW) begründet. Am Kontinentalhang topographisch gefange, zyklonale Wirbelstrukturen sind hier für die regionale Verbreitung der rezenten, bodennahen Trübezone prägend, was in geologischen Zeiträumen zur holozänen, nahezu kreisrunden Sedimentakkumulation geführt hat.

Durch die Kombination der Ergebnisse aus den Isotopendaten, der regionalen Korngrößenanalyse in den Terminationssedimenten und der hydrographischen Vermessung einer ozeanographischen ähnlichen Situation an der Polarfront vor dem Barents See-Hang, wurde versucht, die paläozeanographischen Verhältnisse während der Termination I am Kontinentalhang vor Gamlembanken zu rekonstruieren. Danach stehen in der Termination I nach dem Rückzug des Schelfeises hangnormale Sedimenttransport-Prozesse in einer nur schwach stratifizierten Wassersäule im Vordergrund, die von der Hydrographie (Bodenwasserbildung, Schmelzwasser-Suspension) auf dem damals subpolaren Schelf nahe der Eiskante gesteuert wurden. Die Sedimente aus den Hochakkumulationsgebieten am Kontinentalhang des östlichen Europäischen Nordmeeres erlauben generell Rückschlüsse auf klimatisch induzierte Variationen der kontinentalen Eisschilde im Verlauf der letzten Deglaziation.

7. LITERATURVERZEICHNIS

- Aagaard, K. (1970): The Wind-Driven Circulation in the Greenland and Norwegian Seas. - *Deep-Sea Research*, **17**: 281-291.
- Aagaard, K., Swift, J.H. & Carmack, E.C. (1985): Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Seas. - *Journal of Geophysical Research*, **90** (C3): 4833-4846.
- Aagaard, K., Foldvik, A. & Hillman, S.R. (1987): The West Spitsbergen Current: Disposition and water mass transformation. - *Journal of Geophysical Research*, **92** (C4): 3778-3784.
- Aagaard, K. & Roach, A.T. (1990): Arctic Ocean-shelf exchange: Measurements in Barrow Canyon. - *Journal of Geophysical Research*, **95** (C10): 18163-18175.
- Aanderaa, I. (1964): A recording and telemetering instrument. - NATO Subcomm. Oceanogr. Research Techn. Rep., **16**: 1-86.
- Alekseev, A.P. & Istoshin, B.V. (1956): Chart of constant currents in the Norwegian und Greenland Seas. - Special Scientific Report, Fisheries, 327, US Dept. Int. Fish and Wildlife Service, Washington, D.C., **9** (Trans. Knipovich Polar Sci. Inst.): 62-68.
- Altenbach, A. & Sarnthein, M. (1989): Productivity record in benthic foraminifera. In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (Hrsg.): *Productivity of the Ocean: Present and Past*. John Wiley & Sons Limited, 255-269.
- Andersen, B.G. (1979): The deglaciation of Norway. - *Boreas*, **8**: 79-87.
- Andersen, B.G. (1990): Cenozoic glacier fluctuations in polar regions - Terrestrial records from Antarctica and the North Atlantic sector of the Arctic. In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, Kluwer Academic Publishers: 245-254.
- Audunson, T., Dalen, V., Krogstad, H., Lie, H.N. & Steinbakke, P. (1981): Some observations of ocean fronts, waves and currents in the surface along the Norwegian coast from satellite images and drifting buoys. - In: Sætre, R. & Mork, M. (Hrsg.): *The Norwegian Coastal Current*, **1**: 20-56.
- Augstein, E. (1984): Physikalische und biologische Phänomene in der Randzone des arktischen Meereises. - *Geowissenschaften in unserer Zeit*, **2**: 137-142.
- Baker, E.T. & Hickey, B.M. (1986): Contemporary sedimentation process in and around an active west coast submarine canyon. - *Marine Geology*, **71**: 15-34.
- Bard, E., Arnold, M., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J.C. (1987a): Reconstruction of the last deglaciation: Deconvolved records of $\delta^{18}\text{O}$ -profiles, micropaleontological variations and Accelerator Mass Spectrometry ^{14}C dating. - *Climate Dynamics*, **1**: 101-112.
- Bard, E., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J.C. (1987b): Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry. - *Nature*, **328**: 791-794.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. & Zindler, A. (1990): Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. - *Nature*, **345**: 405-410.
- Bartz, R., Zaneveld, J.R.V. & Pak, H. (1978): A transmissiometer for profiling and moored observations in water. - *SPIE*, **160** (Ocean Optics V): 102-108.
- Baumann, K.H. (1990): Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär. - *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 der Universität Kiel*, **22**: 1-46.
- Beck, L. (1981): Hydrographically controlled distribution of Late Quaternary sediments and foraminifera on the continental margin west of Trøndelag, Norway. - *Sarsia*, **66** (2): 89-102.
- Belanger, P.E. (1982): Paleo-oceanography of the Norwegian Sea during the past 130,000 years: coccolithophorid and foraminiferal data. - *Boreas*, **11**: 29-36.
- Berger, W.H., Killingley, J.S., Metzler, C.V. & Vincent, E. (1985): Two-step glaciation: ^{14}C -dated high resolution $\delta^{18}\text{O}$ records from the tropical Atlantic Ocean. - *Quaternary Research*, **23**: 258-271.
- Berger, W.H. (1987): Ocean ventilation during the last 12,000 years: hypothesis of counterpoint deep water production. - *Marine Geology*, **78**: 1-10.
- Bé, A.W. (1977): An ecological, zoogeographic and taxonomic view of recent planctonic foraminifera. Ramsay, A.T.S. *Oceanic, Micropaleontology*, **1** (A): 1-100.
- Bigg, G.R. (1984): A note on the temporal evolution of Taylor columns over topography. - *Dyn. Atmos. Oceans*, **8** (1): 87-94.
- Biscaye, P.E. & Eitrem, S.L. (1976): Suspended particulate loads and transport in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean. - *Marine Geology*, **23**: 155-172.
- Bischof, J., Koch, J., Kubisch, M., Spielhagen, R.F. & Thiede, J. (1990): Nordic Seas surface ice drift reconstructions - evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6. - *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **53**: 235-251.
- Bischof, J. (1990): Dropstones in the Norwegian-Greenland Sea - Indications of late Pleistocene circulation patterns? In: Bleil, U. & Thiede, J.: *Geologic history of the Polar regions: Arctic versus Antarctic*, Kluwer Academic Publishers: 499-518.

- Bishop, J.K.B. (1986): The correction and suspended particulate matter calibration of Sea Tech transmissometer data. - *Marine Geology*, **33** (1A): 121-124.
- Bishop, J.K.B. & Joyce, T.M. (1986): Spatial distributions and variability of suspended particulate matter in warm-core ring 82B. - *Deep-Sea Research*, **33**: 1741-1760.
- Bjørklund, K.R., Thiede, J. & Høltedahl, H. (1979): Deglaciation of the southeastern Norwegian Sea towards the end of the last Glacial Age. - *Boreas*, **8**: 133-135.
- Bjørklund, K.R. & Goll, R.M. (1979): Ice age climates of the Norwegian-Greenland Sea. - *GeoJournal*, **3** (3): 273-286.
- Blindheim, J. (1989): Cascading of Barents Sea bottom water into Norwegian Sea. - *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer*, **188**: 49 - 58.
- Bock, I. (1990): Bestand und Sedimentation von planktischen Foraminiferen im Europäischen Nordmeer. - Diplomarbeit, Institut für Meereskunde, Universität Kiel.
- Bodungen, B.v., Theilen, F. & Werner, F. (1988): POSEIDON Reise 141-2/142 vom 17.10.87 bis 18.11.87; POSEIDON Reise 146/1 vom 25.4. 88 bis 11.5.88; POSEIDON Reise 146/3 vom 29.5. 88 bis 19.6.88. - *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 der Universität Kiel*, **11**: 1 - 66.
- Bodungen, B.v. (1989): Pelagische Primärproduktion und vertikaler Partikelfluß im Ozean. Methodische und konzeptionelle Aspekte. - *Habilitationsschrift, Universität Kiel*, 158 S.
- Bouma, A.H. (1962): *Methods for the study of sedimentary structure* Research - 458 S., John Wiley, New York.
- Bouma, A.H., Rezak, R. & Chmelik, R.F. (1969): Sediment transport along oceanic density interfaces. - *Geol. Soc. Am. Abstr.*, **7**: 259-260.
- Boyle, E.A. (1990): Quaternary deep-water paleoceanography. - *Science*, **249**: 863-870.
- Brechner, W.O. & Hogg, N.G. (1980): Oceanic observations of stratified Taylor columns near a bump. - *Deep-Sea Research*, **27**: 1029-1045.
- Broecker, W.S. & van Donk, J. (1970): Insolation changes, ice volumes, and the $\delta^{18}\text{O}$ record in deep-sea cores - *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **8**: 169-198.
- Broecker, W.S. (1982): Ocean chemistry during glacial times. - **46**: 1689-1705.
- Broecker, W.S., Peteet, D.M. & Rind, D. (1985): Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? - *Nature*, **315**: 21-26.
- Broecker, W.S., Andree, M., Wolfli, W., Oeschger, H., Bonani, G., Kennett, J. & Peteet, D. (1988): The chronology of the last deglaciation: Implications to the cause of the Younger Dryas event. - *Paleoceanography*, **3**: 1 - 19.
- Broecker, W.S., Andree, M., Klas, M., Bonani, G., Wolfli, W. & Oeschger, H. (1988): New evidence from the South China Sea for an abrupt termination of the last glacial period. - *Nature*, **333**: 156-158.
- Broecker, W.S. & Denton, G.H. (1989): The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53** (10): 2465-2501.
- Broecker, W.S. (1990): Salinity history of the northern Atlantic during the last deglaciation. - *Paleoceanography*, **5**: 459-467.
- Buesseler, K.O. (1991): Do upper-ocean sediment traps provide an accurate record of particle flux. - *Nature*, **353**: 420-423.
- Bugge, T. (1983): Submarine slides on the Norwegian continental margin, with special emphasis on the Storegga area. - *Cont. Shelf Inst. Publ.*, **110**: 152.
- Bugge, T., Knarud, R. & Mørk, A. (1984): Bedrock geology on the mid-Norwegian continental shelf. Society, N.P. Petroleum Geology of the North European Margin, Graham & Trotman: 271-283.
- Bugge, T., Befring, S., Belderson, R.H., Eidvin, T., Jansen, E., Kenyon, N.H., Høltedahl, H. & Sejrup, H.P. (1987): A giant three-stage submarine slide off Norway. - *Geo-mar. Lett.*, **7**: 191-198.
- Cacchione, D.A. & Drake, D.E. (1986): Nepheloid layers and internal waves over continental shelves and slopes. - *Geo-mar. Lett.*, **6** (3): 147-152.
- Carlson, P.R. (1989): Seismic reflection characteristics of glacial and glacial-marine sediment in the Gulf of Alaska and adjacent fjords. - *Marine Geology*, **85**: 391-416.
- Carmack, E.C. & Aagaard, K. (1973): On the deep water of the Greenland Sea. - *Deep-Sea Research*, **20**: 687 - 715.
- Carmack, E.C. (1973): Silicate and potential temperature in the deep and bottom waters of the western Weddel Sea. - *Deep Sea Research*, **20**: 927-932.
- Carmack, E.C. (1990): Large-scale physical oceanography of Polar Oceans. - In: Smith, W.O.j. (Hrsg.): *Polar Oceanography-Part A: Physical Science*, Academic Press, Inc., San Diego: 1-416.
- Carmack, E.C. (1990): Particle fluxes and modern sedimentation in the polar oceans. - In: Smith, W.O.j. (Hrsg.): *Polar Oceanography-Part B: Chemistry, Biology, and Geology*, Academic Press, Inc., San Diego: 416-760.
- Carstens, J. & Wefer, G. (1992): Recent distribution of planctonic foraminifera in the Nasen Basin, Arctic Ocean. - *Deep Sea Research: im Druck*.
- Carter, D.J.T. (1980): Echosounding correction tables. - Hydrographic Department of Ministry of Defense, Tamton.
- Chough, S.K. & Hesse, R. (1985): Contourites from Eric Ridge, south of Greenland. - *Sediment. Geol.*, **41**: 185-199.
- CLIMAP & Members, P. (1976): The Surface of the Ice-Age Earth. - *Science*, **191**: 1131-1137.

- CLIMAP & Members, P. (1981): Maps of northern and southern hemisphere continental ice, sea ice, and sea surface temperatures in August for the modern and the last glacial maximum.
- Craig, H. & Gordon, L.I. (1956): Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. - In: Tongiorgi, E. (Hrsg.): Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures: Third SPOLETO conference on Nuclear Geology, Consilio Nozionale della Recherche, Pisa: 9-130.
- Crowley, T.J. & Häkkinen, S. (1988): A new mechanism for decreasing North Atlantic Deep Water production rates during the Pleistocene. - *Paleoceanography*, 3: 249 - 258.
- Crowley, T. (1989): Paleoclimate perspectives on a greenhouse warming. - In: Berger, A., Schneider, S. & Duplessy, J.C. (Hrsg.): Climate on Geo-Science. A challenge for science and society in the 21st century, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 179-207.
- Damuth, J.E. (1978): Echo character of the Norwegian-Greenland Sea: relationship to Quaternary sedimentation. - *Marine Geology*, 28: 1-36.
- Damuth, J.E. (1980): Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: A review. - *Marine Geology*, 38: 51-75.
- Dansgaard, W., White, J.C.W. & Johnsen, S.J. (1989): The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. - *Nature*, 339: 532 - 534.
- Dantzler, H.L. (1976): Geographic variations in intensity of the North Atlantic and North Pacific oceanic eddy fields. - *Deep-Sea Research*, 23: 783-794.
- DHI (1980): Handbuch für das Europäische Nordmeer. - 834 S.
- Dickson, R.R. (1972): Variability and continuity within the Atlantic Current of the Norwegian Sea. - *Rapp. et Proc.-Verb. Cons. Explor. de la Mer*, 162: 167-183.
- Dickson, R.R., Gould, W.J., Gurbutt, P.A. & Killworth, P.D. (1982): A seasonal signal in ocean currents to abyssal depths. - *Nature*, 295: 193-198.
- Dickson, R.R. & McCave, I.N. (1986): Nepheloid layers on the continental slope west of Porcupine Bank. - *Deep Sea Research*, 33 (6A): 791-818.
- Dickson, R.R., Gmitrowicz, E.M. & Watson, A.J. (1990): Deep water renewal in the northern North Atlantic. - *Nature*, 344: 848-850.
- Dietrich, G. (1969): Atlas of the hydrography of the northern North Atlantic Ocean based on the Polar Front Survey during the International Year winter and summer 1958. - *Int. Counc. Explor. Sea, Serv. Hydrogr.*, Copenhagen.
- Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W. & Siedler, G. (1975): Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie. - 593 S., Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- Drake, D.E. (1976): Suspended sediment transport and mud deposition on continental shelves. In: Stanley, D.J.a.S., D.J.P.: Marine Sediment -Transport and Environmental Management, Wiley-Interscience:127-158.
- Duplessy, J.C., Delibrias, G., Turon, J.L., Pujol, C. & Duprat, J. (1981): Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the european continent. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35: 121-144.
- Duplessy, J.C. & Shackleton, N.C. (1985): Response of global deep-water circulation to the earth's climatic change 135,000 - 107,000 years ago. - *Nature*, 316: 500-507.
- Duplessy, J.C., Arnold, M., Maurice, P., Bard, E., Duprat, J. & Moyes, J. (1986): Direct dating of the oxygen isotope record of the last deglaciation by ^{14}C Accelerator Mass Spectrometry. - *Nature*, 320: 350-352.
- Duplessy, J.-., Bard, E., Arnold, M. & Maurice, P. (1987): AMS ^{14}C -chronology of the deglacial warming of the North Atlantic Ocean. - *Nuc. Instr. and Meth. in Phys. Research, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B29: 223-227.
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L., Oppo, D. & Kallel, N. (1988): Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. - *Paleoceanography*, 3: 343-360.
- Eggvin, J. (1963): Bathymetric Chart of the Norwegian Sea and Adjacent Areas. - Fiskeridirektoratets Havforskningsinstitutt, Bergen.
- Ehrmann, W. & Thiede, J. (1986): Correlation of terrigenous and biogenic sediment fluxes in the North Atlantic ocean during the past 150 my. - *Geologische Rundschau*, 75/1: 43-55.
- Eide, L. (1979): Evidence of a topographically trapped vortex on the Norwegian continental shelf. - *Deep Sea Research*, 26: 601 - 621.
- Einsele, G. & Seilacher, A. (1982): Cyclic and Event Stratification. - 536 S., Springer-Verlag, Berlin.
- Einsele, G. (1991): Submarine mass flow Deposits and Turbidites. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Hrsg.): Cycles and Events in Stratigraphy, Springer Verlag: 313-339.
- Eisma, D. (1986): Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries. - *Netherlands Journal of Sea Research*, 20: 183-199.
- Eisma, D. & Kalf, J. (1987): Distribution, organic content and particle size of suspended matter in the North Sea. - *Netherlands Journal of Sea Research*, 21 (4): 265-285.
- Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. & et al. (Hrsg.). (1987): Proc. ODP Init. Reps. 104. - 783 S., College Station.

- Elverhøi, A. & Roaldset, E. (1983): Glaciomarine sediments and suspended particulate matter, Weddel Sea Shelf, Antarctica. - *Polar Research*, 1: 1-21.
- Elverhøi, A. & Solheim, A. (1983a): Barents Sea ice sheet surface sediment distribution. - *Norsk-Polarinstitut*, 179: 3-22.
- Elverhøi, A. & Solheim, A. (1983b): Surface sediment distribution. - *Norsk Polarinstittut Skrifter*, 179 (Physical Environment Western Barents Sea): 3-14.
- Elverhøi, A., Pfirman, S.L., Solheim, A. & Larssen, B.B. (1989): Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the Northern Barents Sea. - *Marine Geology*, 85: 225-250.
- Elverhøi, A., Nyland-Berg, M., Russwurm, L. & Solheim, A. (1990): Late Weichselian Ice Recession in the Central Barents Sea. In: Bleil, U. & Thiede, J.: *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, Kluwer Academic Publishers: 289-307.
- Elvsborg, A. (1979): Late Quaternary sedimentation in a glacial trough on the continental shelf off Troms, Northern Norway. - *Norsk Geol. Tidsskr.*, 59: 309-325.
- Erlenkeuser, H. (1985): Stable isotopes in benthic foraminifers of Skagerak core GIK 15530-4: High resolution record of the Younger Dryas and the Holocene. - *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 65: 49-57.
- Ewing, J.A. (1973): Wave-induced bottom currents on the outer shelf. - *Marine Geology*, 15: M31-M35.
- Fahrbach, E. & Meinke, J. (1978): High frequency velocity fluctuations near the bottom over the continental slope. - "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, 20 (Reihe A): 1 - 12.
- Fairbanks, R.G. (1989): A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. - *Nature*, 342: 637-642.
- Fairbanks, R.G. (1990): The age and origin of the "Younger Dryas Climate Event" in Greenland Ice Core - *Paleoceanography*, 5 (6): 937-948.
- Flohn, H. (1986): Singular events and catastrophes now and in climate history. - *Naturwissenschaften*, 73: 136-149.
- Flohn, H. (1987): Air-sea interaction processes as models for abrupt climatic changes. - In: Berger, W.H. & Labeyrie, L.D. (Hrsg.): *Abrupt Climatic Change: Evidence and Implications*, D. Reidel Publishing Company, 216: 23-30.
- Foldvik, A., Aagaard, K. & Tørresen, T. (1988): On the velocity field of the East Greenland Current. - *Deep-Sea Research*, 35: 1143-1150.
- Foldvik, A. & Gammelsrød, T. (1988): Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 67: 3-17.
- Foldvik, A., Gammelsrød, T., Slotvik, A., Tørresen, T. (1985a): Hydrographic observations from the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Expedition 1976/77. - *Polar Res.*, 3: 177-193.
- Foldvik, A., Gammelsrød, T., Slotvik, A., Tørresen, T. (1985b): Oceanographic conditions on the Weddell Sea Shelf during the German Antarctic Expedition 1979/80. - *Polar Res.*, 3: 209-226.
- Folk, R.L. (1966): A review on grain-size parameters. - *Sedimentology*, 6: 73-93.
- Folk, R.L. (1968): *Petrology of Sedimentary Rocks*. - 170 S., Hemphill's Publication Company, Austin, Texas.
- Fütterer, D.K., Grobe, H. & Grünig, S. (1988): Quaternary sediment patterns in the Weddell Sea: Relations and environmental conditions. - *Paleoceanography*, 3: 551-561.
- Fütterer, D.K. & Melles, M. (1990): Sediment patterns in the southern Weddell Sea: Filchner Shelf and Filchner Depression. In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, 381-401.
- Ganssen, G. (1983): Dokumentation von küstennahem Auftrieb anhand stabiler Isotope in rezenten Foraminiferen vor Nordwest-Afrika. - "Meteor" Forschungs-Ergebnisse, 37(C): 1-46.
- Gardner, W.D., Biscaye, P.E., Zanefeld, J.R.V. & Richardson, M.J. (1985a): Calibration and comparison of the LDGO nephelometer and the OSU transmissionmeter on the Nova Scotia Rise. - *Marine Geology*, 66: 323-344.
- Gardner, W.D., Southard, J.B. & Hollister, C.D. (1985b): Sedimentation, resuspension and chemistry of particles in the Northwest Atlantic. - *Marine Geology*, 65 (3-4): 199-242.
- Gardner, W.D. (1989a): Periodic resuspension in Baltimore canyon by focusing of internal tides. - *Journal of Geophysical Research* 94 (C2): 18195-18194.
- Gardner, W.D. (1989b): Baltimore Canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. - *Deep Sea Research*, 36 (3): 323-358.
- Gardner, W.D. & Walsh, I.D. (1990): Distribution of macroaggregates and fine-grained particles across a continental margin and their potential role in fluxes. - *Deep-Sea Research*, 37 (2): 401-411.
- Gerlach, S.A., Thiede, J., Graf, G. & Werner, F.W. (1986): Forschungsschiff Meteor, Reise 2; Forschungsschiff Poseidon, Reise 128: Berichte der Fahrtleiter. - *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, 4: 1-94.
- Gerlach, S.A., Theilen, F. & Werner, F. (1987): Forschungsschiff Poseidon, Reise 119 vom 16. Juli bis 1. August 1985, Forschungsschiff Poseidon, Reise 120 vom 4. August bis 20. August 1985, Forschungsschiff Valdivia, Reise 201-48A vom 17. Juli bis 31. Juli 1986, Forschungsschiff Poseidon, Reise 137 vom 3. Februar bis 20. Februar 1987. - *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, 5: 1-94.
- Gerlach, S.A. & Graf, G. (1990): Europäisches Nordmeer, Reise Nr. 13, 6. Juli - 24. August 1990. - *METEOR-Berichte*, Universität Hamburg, 91-2: 217.

- Graf, G. (1989): Die Reaktion des Benthals auf den saisonalen Partikelfluß und die laterale Advektion, sowie deren Bedeutung für Sauerstoff- und Kohlenstoffbilanzen. - Habilitationsschrift, Universität Kiel.
- Graf, G. (1989): Benthic-pelagic coupling in a deep-sea benthic community. - *Nature*, **341**: 437-439.
- Graßl, H. (1989): Was sagen uns Klimamodelle? In Crutzen, P.C. & Müller, M.: Das Ende des blauen Planeten? Die Zerstörung der Erdatmosphäre: Gefahren und Auswege, Beck'sche Reihe, **385**: 49-76.
- Grobe, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddel See. - *Berichte zur Polarforschung*, **27**: 121 S.
- Gross, T.F., Williams, A.J. & Nowell, A.R.M. (1988): A deep-sea sediment transport storm. - *Nature*, **331**: 518-521.
- Grosswald, M.G. (1980): Late Weichselian ice sheet of Northern Eurasia. - *Quaternary Research*, **13**: 1-32.
- Grove, J. (1989): The Little Ice Age. - S., Methuen & Co., London.
- Hald, M. & Vorren, T.O. (1987): Foraminiferal stratigraphy and environment of Late Weichselian deposits on the continental shelf off Troms, northern Norway. - *Marine Micropaleontology*, **12**: 129-160.
- Hald, M., Labeyrie, L.D., Poole, D.A.R., Steinsund, P.I. & Vorren, T.O. (1991): Late Quaternary paleoceanography in the southern Barents Sea- *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **71**: 137-140.
- Hansen, B. & Meinke, J. (1979): Eddies and meanders in the Iceland-Færoe Ridge area. - *Deep-Sea Research*, **26** (9A): 1067-1082.
- Harms, I. & Backhaus, I. (1990): A numerical study of the barotropic circulation in the Barents Sea. XV General Assembly of the European Geophysical Society, Copenhagen, 23-27 April 1990.
- Hasse, L. (1988): Klima und Wetter des Europäischen Nordmeeres - *Die Geowissenschaften*, **8**: 235-241.
- Hays, J.D., Imbrie, J. & Shackleton, N.J. (1976): Variations in the earth's orbit: peacemaker of the ice ages. - *Science*, **194**: 1121-1132.
- Häkkinen, S. (1987): Feedback between ice flow, barotropic flow, and baroclinic flow in the presence of bottom topography. - *Journal of Geophysical Research*, **92** (C4): 3807-3820.
- Heaps, N.S. (1980): Density currents in a two layered coastal system, with application to the Norwegian Coastal Current. - *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **63** (2): 289-310.
- Hebbeln, D. & Wefer, G. (1991): Effects on ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. - *Nature*, **350**: 409-411.
- Heinrich, H. (1986): A comparison of ship-installed 3.5 kHz Sub Bottom Profiler (SBP) and the new KAE "Parasound" illustrated by a mapping of a deep-sea meander. - *Deutsche Hydrographische Zeitung*, **39** (H. 6. Mitteilungen): 256-262.
- Helland-Hansen, B. & Nansen, F. (1909): The Norwegian Sea. Its physical oceanography based upon the Norwegian researches 1900-1904. - *Rep. on Norweg. Fish. and Mar. Investigations*, **2**(2): 205-390.
- Hemleben, C., Spindler, M. & Anderson, O.R. (1989): Modern Planktonic Foraminifera. - 363 S., Springer-Verlag New York Inc..
- Henrich, R. (1986): A calcite dissolution pulse in the Norwegian-Greenland Sea during the last deglaciation. - *Geologische Rundschau*, **75** (3): 805-827.
- Henrich, R., Kassens, H., Vogelsang, E. & Thiede, J. (1989): Sedimentary facies of Glacial-Interglacial Cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. - *Marine Geology*, **86**: 283-319.
- Henrich, R. (1990): Cycles, rhythms, and events in quaternary Arctic and Antarctic glaciomarine deposits. In: Bleil, U., and Thiede, J. (Hrsg.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, Kluwer Academic Publishers, Netherlands: 213-244.
- Henrich, R. & Thiede, J. (1991): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350ka - repl. - *Marine Geology*, **96**: 134-136.
- Henrich, R. (1991): Cycles, rhythms, and events on high input and low input glaciated continental margins. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A.: *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer Verlag: 751-772.
- Hesse, R. & Chough, S.K. (1980): The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II. Deposition of parallel laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents. - *Sedimentology*, **27**: 697-711.
- Hickey, B., Baker, E.T. & Kachel, M. (1986): Suspended particle movement in and around Quinault Submarine Canyon. - *Marine Geology*, **71**: 35-83.
- Hinz, K., Kögler, F.C. & Seibold, E. (1969): Reflexionsseismische Untersuchungen mit einer pneumatischen Schallquelle und einem Sedimentecholot in der westlichen Ostsee. - *Meyniana*, **19**: 91-102.
- Hirschleber, H., Theilen, F., Balzer, W., Bodungen, B.v. & Thiede, J. (1988): Forschungsschiff Meteor, Reise 7: Berichte der Fahrtleiter. - *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, **10**: 1-257.
- Hogg, N.G. (1973): On the stratified Taylor column. - *J. Fluid mech.*, **58**: 517 - 537.
- Hogg, N.G. (1982): Topographic waves along 70°W on the continental rise. - *J. Mar. Research*, **39**: 627-649.
- Holler, P. & Kassens, H. (1989): Sedimentphysikalische Eigenschaften aus dem Europäischen Nordmeer (Datenreport F.S. Meteor, Reise 7). - *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, **15**: 1-61.
- Hollister, C.D., Elder, R.B. (1969): Contour currents in the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, **16** : 99-101.
- Holtehdahl, H. (1959): Geology and paleontology of Norwegian Sea bottom cores - *J. Sed. Petrol.*, **29**: 16-29.

- Holtedahl, H. & Bjerkli, K. (1975): Pleistocene and Recent Sediments of the Norwegian Continental Shelf (62°N-71°N), and the Norwegian Channel Area. - *Norges Geol. Unders.*, **316**: 241-252.
- Holtedahl, H. (1981): Distribution and origin of surface sediments on the Norwegian continental margin between 62°N and 65°N, with some remarks on the late quaternary litho- and biostratigraphy. In: Saetre, R. & Mork, M.: *The Norwegian coastal current*. Univ. Bergen: 768-792.
- Holtedahl, H. & Bjerkli, K. (1982): Late Quaternary Sediments and Stratigraphy on the Continental Shelf off Møre-Trøndelag, W. Norway. - *Marine Geology*, **45**: 179-226.
- Honjo, S., Manganini, S.J. & Wefer, G. (1988): Annual particle flux and a winter outburst of sedimentation in the northern Norwegian Sea. - *Deep-Sea Research*, **35** (8): 1223-1234.
- Honjo, S. (1990): Particle fluxes and modern sedimentation in the Polar Oceans. In Smith, W.O.: *Polar Oceanography, Part B: Chemistry, Biology and Geology*, Academic Press: 687 - 739.
- Hopkins, T.S. (1990): Essential differences between the East Greenland and Norwegian Atlantic Current systems. XV General Assembly of the European Geophysical Society, Copenhagen, 23-27 April 1990.
- Howe, M.R. & Tait, R.I. (1967): A subsurface cold-core cyclonic eddy. - *Deep-Sea Research*, **14**: 373-378.
- Hsü, K.J. (1989): *Physical Principles of Sedimentology*. - Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 233 S.
- Hunkins, K.L. (1974): Subsurface eddies in the Arctic Ocean. - *Deep-Sea Research*, **21**: 1017-1033.
- Huppert, H.E. & Bryan, K. (1976): Topographically generated eddies. - *Deep-Sea Research*, **23**: 655-679.
- Hurdle, B.G. (1986): *The Nordic Seas*. - Springer Verlag, New York, 777 S.
- Huthnance, J.B. (1984): Slope currents and JEBAR. - *J. Phys. Oceanogr.*, **14**: 795-810.
- Hübenthal, R. (1984): Geologisch-sedimentologische Untersuchungen an feinkörnigen Sedimenten. Teil 2: Vergleich von Korngrößenmethoden im Feinkornbereich. - Diplomarbeit, Christian Albrechts Universität, Kiel.
- Ikeda, M. (1984): Coastal flow driven by a local density flux. - *Journal of Geophysical Research*, **89** (C5): 8008-8016.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. & Shackleton, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. - In: Berger, A.L. et al. (Hrsg.): *Milankovitch and Climate, Part I*, D. Reidel Publishing Company: 269-305.
- Ittekkot, V., Nair, R.R., Honjo, S., Ramaswamy, V., Bartsch, M., Manganini, S. & Desai, N. (1991): Enhanced particle fluxes in Bay of Bengal induced by injection of fresh water. - *Nature*, **351**: 385-387.
- Jansen, E., Sejrup, H.P., Fjaeran, T., M., H., Holtedahl, H. & Skarbo, O. (1983): Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea. - *Norsk Geol. Tidsskr.*, **63**: 117-146.
- Jansen, E. & Bjørklund, K.R. (1985): Surface ocean circulation in the Norwegian Sea 15.000 BP to present. - *Boreas*, **14**: 243-257.
- Jansen, E. & Erlenkeuser, H. (1985): Ocean circulation in the Norwegian Sea during the last deglaciation: Isotopic evidence. - *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **49**: 189-206.
- Jansen, E., Befring, S., Bugge, T., Eidvin, T., Holtedahl, H. & Sejrup, H.P. (1987): Large submarine slides on the Norwegian continental margin: Sediments, transport and timing. - *Marine Geology*, **78**: 77-107.
- Jansen, E. (1987): Rapid changes in the inflow of Atlantic water into the Norwegian Sea at the end of the last deglaciation. - In: Berger, W.H. & Labeyrie, L.D. (Hrsg.): *Abrupt Climatic Change: Evidence and Implications*, D. Reidel Publishing Company, **216**: 299-310.
- Jansen, E. & Veum, T. (1990): Evidence for two-step deglaciation and its impact on North Atlantic deep-water circulation. - *Nature*, **343**: 612-616.
- Jensen, P., Rumohr, J. & Graf, G. (1992): Sedimentological and biological differences across a deep-sea ridge (Vøring-Plateau Escarpment, Norwegian Sea) exposed to advection and accumulation of fine-grained particles. - *Oceanologica Acta*: im Druck.
- Johannessen, O.M. & Foster, L.A. (1978): A Note on the Topographically Controlled Oceanic Polar Front in the Barents Sea. - *Journal of Geophysical Research*, **83** (C9): 45-71.
- Johannessen, O.M. (1986): Brief overview of the physical oceanography. In Hurdle, B.G. (Hrsg.): *The Nordic Seas*, Springer, 102-127.
- Johannessen, O.M., Johannessen, J.A., Svendsen, E., Shuchman, R.A., Campbell, W.J. & Josberger, E. (1987a): Ice-edge eddies in the Fram Strait marginal ice zone. - *Science*, **236**: 427-429.
- Johannessen, J.A., Johannessen, O.M., Svendsen, E., Shuchman, R.A., Manley, R., Campbell, W.J., Josberger, E., Sandven, S., Gascard, J.C. & al., e. (1987b): Mesoscale eddies in the Fram Strait marginal ice zone during the 1983 and 1984 Marginal Ice Zone Experiments. - *Journal of Geophysical Research*, **92** (C7): 6754-6772.
- Johnson, T.C., Hamilton, E.L. & Berger, W.H. (1977): Physical properties of calcareous ooze: Control by dissolution at depth. - *Marine Geology*, **24**: 259-277.
- Jones, E.J., Ewing, M., Ewing, J.I. & Eitrem, S.L. (1970): Influences of Norwegian Sea overflow water on sedimentation in the northern North Atlantic and Labrador Sea. - *Journal of Geophysical Research*, **75**: 1655-1680.
- Jones, G.A. & Keigwin, L.D. (1988): Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation. - *Nature*, **336**: 56-59.
- Karl, H.A. & Carlson, P.R. (1987): Surface current patterns suggested by suspended sediment distribution over the outer continental margin, Bering Sea. - *Marine Geology*, **74**: 301-308.

- Karl, H.A. (1989): High-resolution seismic-reflection interpretations of some sediment deposits, antarctic continental margin: focus on the Western Ross Sea. - *Marine Geology*, **85**: 205-233.
- Karpuz, N.K. (1989): Surface sediment diatom distribution and Holocene palotemperature variations in the GIN Sea. - POC- NAVF- Contribution, Univ. Bergen, **5**, 199 S.
- Kassens, H. & Sarnthein, M. (1989): A link between Paleooceanography, early diagenetic cementation, and shear strength maxima in late quaternary deep-sea sediments. - *Paleoceanography*, **4**, NO.3: 253-269.
- Kassens, H. (1990): Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See. - Dissertation, Universität Kiel, 120 S.
- Keigwin, L.D. & Boyle, E.A. (1989): Late Quaternary paleochemistry of high-latitude surface waters. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **73**: 85-106.
- Kellogg, T.B. (1976): Late Quaternary climatic changes: Evidence from deep sea cores of Norwegian and Greenland Seas. - *Geological Society of America Memoir*, **145**: 77-110.
- Kellogg, T.B., Duplessy, J.C. & Shackleton, N.J. (1978): Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores - *Boreas*, **7**: 61-73.
- Kellogg, T.B. (1980): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts. - *Boreas*, **9**: 115-137.
- Kenyon, N.H. (1986): Evidence from bedforms for a strong poleward current along the upper continental slope of northwest Europe. - *Marine Geology*, **72** (1-2): 187-198.
- Kenyon, N.H. (1987): Mass-wasting features on the continental slope of Northwest Europe. - *Marine Geology*, **74**: 57-77.
- Killworth, P.D. (1977): Mixing on the Weddel Sea continental slope. - *Deep-Sea Research*, **24**: 427-448.
- Killworth, P.D. (1979): On "chimney" formations in the oceans. - *J. Phys. Oceanogr.*, **9**: 531-554.
- Killworth, P.D. (1983): Deep convection in the world ocean. - *Reviews on Geophysics and Space Physics*, **21** (1): 1-26.
- Kineke, G.C. & Sternberg, R.W. (1989): The effect of particle settling velocity on computed suspended sediment concentration profiles. - *Marine Geology*, **90**: 159-174.
- King, L.H., Rokoengen, K. & Gunsleiksrud, T. (1987): Quaternary seismostratigraphy of the Mid Norwegian Shelf, 65°-67° 30' N - a till tongue stratigraphy. - *Continental Shelf and Petroleum Technology Research Institut (IKU)*, **114**: 58 S..
- Knipowitsch, N. (1905): Hydrologische Untersuchungen im Europäischen Eismeer. - *Annalen Hydrogr. Berlin*, **33**: 289 - 308.
- Koc Karpuz, N.K. & Schrader, H. (1990): Surface sediment diatom distribution and holocene Paleotemperature variations in the Greenland, Iceland and Norwegian Sea. - *Paleoceanography*, **5** (4): 557-580.
- Koshlyakov, M.N. (1986): Eddies in the open ocean. - In Kamenkovich, V.M., Koshlyakov, M.N. & Monin, A.S. (Hrsg.): *Synoptic Eddies in the Ocean*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
- Köhler, S. & Spielhagen, R. (1990): The enigma of oxygen isotope stadium 5 in the Central Fram Strait. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.: 489-497.
- Krauss, W. (1955): Zum System der Meeresströmungen in hohen Breiten. - *Deutsche Hydrographische Zeitung*, **8**: 102-111.
- Krauss, W. (1958): Interne Wellen großer Amplitude, Teil 2. - *Deutsche Hydrographische Zeitung*, **11** (5): 194-207.
- Kristofferson, Y., Sand, M., Beskow, B. & Ohta, Y. (1989): Western Barents Sea -Bathymetry. - *Norsk Polarinstitut*, Oslo.
- Kudrass, H.R., Erlenkeuser, H., Vollbrecht, R. & Weiss, W. (1991): Global nature of the Younger Dryas cooling event inferred from oxygen isotope data from Sulu Sea coResearch - *Nature*, **349**: 406-409.
- Kuhn, G. (1984): Sedimentations-Geschichte der Bermuda North Lagoon im Holozän, Teil I und II. - Dissertation, unveröffentlicht, Georg-August Universität Göttingen, 270+126 S.
- Labeyrie, L.D. & Duplessy, J.C. (1985): Changes in the oceanic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio during the last 140.000 years: high-latitude surface water records. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **50**: 217-241.
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C. & Blanc, P.L. (1987): Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep water over the past 125.000 years. - *Nature*, **327**: 477-482.
- Lagun, V.E. & Romanov, V.F. (1985): Atmospheric synoptic eddies above the ocean (according to observed data). - *Izv. Atmos. Ocean Phys.*, **21** (5): 367-374.
- Laval, A., Cremer, M., Beghin, I. & Ravenne, C. (1988): Density surges: Two dimensional experiments. - *Sedimentology*, **35** (1): 73-84.
- Legutke, S. (1989): Modell-Untersuchungen zur Variabilität im Strömungssystem des Europäischen Nordmeers. - *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg*, **4**: 212 S.
- Legutke, S. (1991): A numerical investigation of the circulation in the Greenland and Norwegian Seas. - *Journal of Physical Oceanography*, **21**: 118-148.
- Long, D., Dawson, A.G. & Smith, D.E. (1989): Tsunami risk in northwestern Europe: a Holocene example. - *Terra Nova*, **1**: 532-537.

- Louis, J.P. & Smith, P.C. (1982): The development of the barotropic radiation field of an eddy over a slope. - *Journal of Physical Oceanography*, **12** (1): 56-73.
- Lowe, D.R. (1982): Sediment Gravity Flows: II. Depositional Models With Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. - *J. sedim. Petrol.*, **52** (1): 279-297.
- Lowe (1988): Suspended-load fallout rate as a independent variable in the analysis of current structures. - *Sedimentology*, **35** : 765-776.
- Long, H. (1979): A review of the sea ice conditions of the Barents Sea and the area of Spitsbergen. - *Fisken Hav.*, **1979** (2): 29-75.
- Mackensen, A. & Hald, M. (1988): *Cassidulina teretris* TAPPAN and *C. laevigata* D'ARBIGNY: Their modern and late quaternary distribution in the Northern Seas. - *Journal of Foraminiferal Research*, **18** (1): 16-24.
- Mangerud, J., Anderson, S.T., Berglund, B.E. & Donner, J.J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. - *Boreas*, **3**: 109-128.
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. & Sonstegaard, E. (1979): Glacial History of Western Norway 15,000-10,000 B.P.. - *Boreas*, **8**: 179 - 187.
- Mangerud, J. (1987): The Allerød/Younger Dryas boundary. - In Berger, W.H. & Labeyrie, L.D. (Hrsg.): *Abrupt Climatic Change: Evidence and Implications*, D. Reidel Publishing Company, **216**: 163-171.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hayes, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. & Shackleton, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. - *Quaternary Research*, **27**: 1-29.
- McCave, I.N. (1984): Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments. In: Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W. (Hrsg.): *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Products.*, **15**, Geol. Soc. London Spec. Publ.: 35-69.
- McCave, I.N. (1986): Local and global aspects of the bottom nepheloid layers in the world ocean. - *Netherlands Journal of Sea Research*, **20** (2/3): 167 - 181.
- McCave, I.N. & Jones, K.P.N. (1988): Deposition of ungraded muds from high-density non-turbulent turbidity currents. - *Nature*, **333**: 250-252.
- McCave, I.N. & Gross, T.F. (1991): In-situ measurements of particle setting velocity in the deep sea. - *Marine Geology*, **99**: 403-413.
- McClimens, T.A. & Nilsen, J.H. (1983): Whirls in the Norwegian Coastal Current. - In: Gade, H.G., Edwards, A. & Svendsen, H. (Hrsg.): *Coastal Oceanography*, Plenum Press, New York, **11**: 311-320.
- Meincke, J. (1972): Observation of an anticyclonic vortex trapped above a seamount. - *Mem. Soc. Roy. Sci., Mémoires Société Royales des Sciences de Liege*, **6** (II): 17-26.
- Meincke, J. (1990): The Greenland Sea Project - An overview. - XV General Assembly of the European Geophysical Society, Copenhagen, 23-27 April 1990
- Meischner, D. & Rumohr, J. (1974): A light-weight, high-momentum gravity corer for subaqueous sediments. - *Senckenberg marit.*, **6**: 105-117.
- Melling, H. & Lewis, E.L. (1982): Shelf drainage flows in the Beaufort Sea and their effect on the Arctic Ocean pycnocline. - *Deep-Sea Research*, **29**: 967-985.
- Midttun, L. (1985): Formation of a dense bottom water in the Barents Sea. - *Deep-Sea Research*, **32**: 1233-1241.
- Midttun, L. (1989): Climatic fluctuations in the Barents Sea. - *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer.*, **188**: 23-35.
- Mienert, J. (1985): *Akustostratigraphische Untersuchungen zur Klärung der Bodenwasserzirkulation im äquatorialen Ostatlantik*. - Dissertation, Universität Kiel, 186 S.
- Millero, F.J. & Poisson, A. (1981): International one-atmosphere equation of state of seawater. - *Deep-Sea Research*, **28** (A): 625-629.
- Milliman, J.D., Li, F., Zhao, Y.Y., Zheng, T.M. & Limeburner, R. (1986): Suspended matter regime in the Yellow Sea. - *Prog. Oceanogr.*, **17**: 215-227.
- Mix, A.C. & Fairbanks, R.G. (1985): North Atlantic surface-ocean control of Pleistocene deep-ocean circulation. - *Earth Planetary Science Letters*, **73**: 231-243.
- Mix, A.C. & Ruddiman, W.F. (1985): Structure and timing of the last deglaciation: Oxygen isotope evidence. - *Quaternary Science Reviews*, **4** : 59-08.
- Monin, A.S. (1986): Stratification and circulation of the ocean. - In: Kamenkovich, V.M., Koshlyakov, M.N. & Monin, A.S. (Hrsg.): *Synoptic Eddies in the Ocean*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
- Moody, J.A., Butman, B. & Bothner, M.H. (1986): Near-bottom suspended matter concentration during storms. - *Continental Shelf Research*, **7**: 609-628.
- Mooers, C.N.K. (1981): Coastally trapped waves, baroclinic eddies, internal tides and oceanic fronts at the shelf break: Their implications for exchange between shelf and oceanic waters. - 661 S., Royal Society, London.
- Mory, M., Stern, M.E. & Griffiths, R.W. (1987): Coherent baroclinic eddies on a sloping bottom. - *J. Fluid Mech.*, **183**: 45-62.
- Mosby, H. (1966): "Armauer Hansen" in the Norwegian Sea, 1936. *Oceanographical Tables*. - Univ. i Bergen, Geofys. Inst..

- Mosby, H. (1970): Atlantic water in the Norwegian Sea. - *Geofys. Publik.*, **23** (1 Dec.):
- Müller, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 303 S..
- Muench, R.D. & Schuhmacher, J.D. (1985): On the Bering Sea ice edge front. - *Journal of Geophysical Research*, **90** (C2): 3185-3197.
- Mysak, L.A. & Schott, F. (1977): Evidence for baroclinic instability of the Norwegian Current. - *Journal of Geophysical Research*, **82**: 2087-2095.
- Nansen, F. (1904): The bathymetric features of the North Polar Seas, with a discussion of continental shelves and previous oscillations of the shoreline: Norwegian North Polar Expedition 1893-1896. - *Scientific Research*, **4**: 1-232.
- Nansen, F. (1906): Northern waters: Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the Arctic seas in 1901. - *Videnskabs-Selskabets Skrifter*, **1** (Mathematisk-Naturv. Klasse 3): 145.
- Nansen, F. (1913): The water of the north-eastern North Atlantic. - *Int. Rev. Hydrobiol.*, Supl. to Bd. **4**: 139 pp.
- Nelson, D.D., Pierce, J.W. & Colquhoun, D.D. (1973): Sediment dispersal by cascading coastal water. - *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, **8**: 423-424.
- Nesje, A. & Sejrup, H.P. (1988): Late Weichselian/Devensian ice sheets in the North Sea and adjacent land areas. - *Boreas*, **17**: 371-384.
- Newberger, P.A. & Caldwell, D.R. (1981): Mixing and the Bottom Nepheloid Layer. - *Marine Geology*, **41** (3-4): 321-336.
- Nicholls, K.W., Makinson, K. & Robinson, A.V. (1991): Ocean circulation beneath the Ronne ice shelf. - *Nature* **354**: 221-223.
- Nof, D. (1983): The translation of isolated cold eddies on a sloping bottom. - *Deep-Sea Research*, **30** (2A): 171-182.
- Nowell, A.R.M., McCave, I.N. & Hollister, C.D. (1985): Contribution of HEBBLE to understand marine sedimentation. - *Marine Geology*, **66**: 397-409.
- Nyffeler, F. & Godet, C.H. (1986): The structural parameters of the benthic nepheloid layer in the Northeast Atlantic. - *Deep-Sea Research*, **33** (2A): 195-207.
- Oke, T.R. (1987): Boundary Layer Climates (2nd Ed.). Microclimatology 2. Planetary boundary layer (Meteorology).
- Oeschger, H.E.E. (1984): Late-glacial climate history from ice core - *Geophysical Monograph* **29**, 5 (Maurice Ewing): 299-306.
- Open University Team (1989): Oceanic circulation. 238 S., The Open University.
- Owens, W.B. & Hogg, N.G. (1980): Oceanic observations of stratified Taylor columns near a bump. - *Deep-Sea Research*, **27** (A): 1029-1045.
- Paetsch, H. (1991): Sedimentation im Europäischen Nordmeer: Radioisotopische, geochemische und tonmineralogische Untersuchungen spätquartärer Ablagerungen. - Dissertation, Universität Kiel, 74 S.
- Paquette, R.G., Bourke, R.H., Newton, J.F. & Perdue, W.F. (1985): The East Greenland Polar Front in autumn. - *Journal of Geophysical Research*, **90** (C3): 4866-4822.
- Paterson, W.S.B. (1981): The physics of glaciers. - Pergamon Press, Oxford.
- Perry, R.K., Fleming, H.S., Cherkis, N.Z., Feden, R.H. & Massengrill, J.V. (1980): Bathymetry of the Norwegian-Greenland and Western Barent Seas. - Naval Research Laboratory (and Williams and Heintz Map Corp.), Washington, D.C..
- Perry, R.K. & Fleming, H.S. et al. (1985): Bathymetry of the Arctic Ocean. - Naval Research Laboratory, Washington, D.C.
- Petrie, B.D. (1983): Wind forced shelf break upwelling. - In: Gade, H.G., Edwards, A. & Svendsen, H. (Hrsg.): Coastal Oceanography, Plenum Press, New York, **11**: 205-216.
- Pfirman, S.L. (1985): Modern sedimentation in the northern Barents Sea: Input, dispersal and deposition of suspended sediments from glacial meltwater. - Doctoral Dissertation, WHOI-85-4
- Pfirman, S.L. & Solheim, A. (1989): Subglacial meltwater discharge in the open-marine todewater glacier environment: observations from Nordaustlandet, Svalbard Archipelago. - *Marine Geology*, **86**: 265-281.
- Pickard, G.L. & W.J., E. (1982): Descriptive physical oceanography: an introduction. - Pergamon Press, 249 S..
- Pierce, J.W. (1976): Suspended sediment transport at the shelf break and over the outer margin. In Swift, D.J.P. & Stanley, D.J. (Hrsg.): Marine Sediment Transport and Environmental Management, Wiley: 437-458.
- Piper, D.J.W. & Stow, D.A.V. (1991): Fine-grained turbidites. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Hrsg.): Cycles and Events in Stratigraphy, Springer Verlag: 360-376.
- Pisias, N.G., Martinson, D.G., Moore, T.C., N.J., S. & Prell, W. (1984): High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. - *Marine Geology*, **56**: 119-136.
- Porebski, S., Meischner, D. & Görlich, K. (1991): Quaternary mud turbidites from the South Shetland Trench (West Antarctica): recognition and implications for turbidite facies modelling. - *Sedimentology*, **38**: 691-715.
- Postma, G. (1986): Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. - *Geology*, **14**: 291-294.
- Powell, R.D. (1984): Glaciomarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tide water glacier sediment based on Quaternary samples. - *Marine Geology*, **57**: 1-52.

- Powell, R.D. & Molnia, B.F. (1989): Glacimarine sedimentary processes, facies and morphology on the south-southeast Alaska shelf and fjords. - *Marine Geology*, **85**: 359-390.
- Prell, W.L., Imbrie, J., Martinson, D.G., Morley, J.J., Pisias, N.G., Shackleton, N.J. & Streeter, H.F. (1986): Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary. - *Paleoceanography*, **1**: 137-162.
- Quadfasel, D., Gascard, J.-. & Koltermann, K.P. (1987): Large mesoscale oceanography in Fram Strait during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment. - *Journal of Geophysical Research*, **92** (C7): 6719-6728.
- Quadfasel, D., Rudels, B. & Kurz, K. (1988): Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait. - *Deep-Sea Research*, **35** (7): 1143-1150.
- Ramm, M. (1988): A stratigraphic study of Late Quaternary sediments on the Vøring-Plateau, Eastern Norwegian Sea. - *Marine Geology*, **83**: 159-191.
- Ramm, M. (1989): Late Quaternary carbonate sedimentation and paleoceanography in the eastern Norwegian Sea. - *Boreas*, **18**: 255-272.
- Reid, J.L. & Lynn, R.J. (1971): On the Influence of the Norwegian-Greenland and Weddell Seas Upon the Bottom Waters of the Indian and Pacific Oceans. - *Deep-Sea Research*, **18**: 1063 - 1088.
- Rhein, M. (1991): Ventilation rates of the Greenland and Norwegian Seas derived from distributions of the chlorofluoromethanes F11 and F12. - *Deep-Sea Research*, **38**: 485-503.
- Richardson, M.J. (1987): Light scattering and composition of suspended particulate matter in the North Atlantic. - *Deep-Sea Research*, **34** (8A): 1301-1329.
- Ritzrau, W. (1990): Methodische Ansätze zur Bearbeitung von bodennahen Trübezonen. - *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 der Universität Kiel*, **27**: 1-92.
- Ritzrau, W. & Graf, G. (1992): Increase of microbial biomass in the benthic turbidity zone BTZ of Kiel Bight, Baltic Sea, after resuspension by a storm event. - *Limn. Ocean.*: im Druck
- Roberts, D.G., Hogg, N.G., Bishop, D.G. & Flewelling, C.G. (1974): Sediment distribution around moated seamounts in the Rockall Trough. - *Deep-Sea Research*, **21**: 175-184.
- Royer, T.C. (1978): Ocean eddies generated by seamounts in the North Pacific. - *Science* **199**: 1063-1064.
- Ruddiman, W.F. & Bowles, F.A. (1976): Early interglacial bottom-current sedimentation on the Eastern Reykjanes Ridge. - *Marine Geology*, **21**: 191-210.
- Ruddiman, W.F. & McIntyre, A. (1981a): The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **35**: 145-214.
- Ruddiman, W.F. & McIntyre, A. (1981b): Oceanic mechanism for amplification of the 23,000 year ice-volume cycle. - *Science*, **212**: 617-627.
- Ruddiman, W.F. & Duplessy, J.C. (1985): Conference on the last deglaciation: timing and mechanism. - *Quaternary Research*, **23**: 1-17.
- Ruddiman, W.F. (1987): Synthesis: The ocean ice/sheet record. - In: Ruddiman, W.F. & Wright, H.E., Jr. (Hrsg.): *North America and adjacent oceans during the last deglaciation*, Geological Society of America, Boulder, Colorado, **K-3**: 463-478.
- Rudels, B., Quadfasel, H., Friedrich, H. & Houssais, M.-. (1989): Greenland Sea convection in the winter of 1987-1988. - *J Geophys. Research*, **94** (C3): 3223-3227.
- Rudels, B. (1989): The formation of polar surface water, the ice export and the exchange through the Fram Strait. - *Progr. Oceanogr.*, **22**: 205-248.
- Rudels, B. (1990): Haline convection in the Greenland Sea. - *Deep Sea Research*, **37** (C): 1491-1511.
- Rudels, B. & Quadfasel, H. (1991): Convection and deep water formation in the Arctic Ocean - Greenland Sea system. - *Journal of Marine Systems*, im Druck:
- Rumohr, J. (1992): A high accumulation area on the continental slope off northern Norway and the conception of winter water cascades. - *Deep-Sea Research*, im Druck:
- Rumohr, J. et al.: *Fahrtbericht POSEIDON 181*. - *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 der Universität Kiel*, in Vorb.
- Saelen, O.H. (1959): Studies in the Norwegian Atlantic Current, Part I- The Sognefjord Section. - *Geofys. Publik.*, **20** (13): 28.
- Saelen, O.H. (1963): Studies in the Norwegian Atlantic Current, Part II - Investigations during the years 1954-59 in an area west of Stad. - *Geofys. Publik.*, **23** (6):
- Sætre, R. & Mork, M. (1981): The Norwegian Coastal Current. - In: Audunson, T., Dalen, V., Krogstad, H., Lie, H.N. & Steinbakke, P. (Hrsg.): *Some Observations of Ocean Fronts, Waves and Currents in the Surface along the Norwegian Coast from Satellite Images and Drifting Buoys.*, **1**: 20-56.
- Sætre, R., Aure, J. & Ljøen, R. (1988): Wind effects on the lateral extension of the Norwegian Coastal Water. - *Deep-Sea Research*, **8** (3): 239-253.
- Salvigsen, O. (1981): Radiocarbon dated raised beaches in Kong Karls Land, Svalbard, and their consequences for the glacial history of the Barents Sea. - *Geogr. Ann.*, **63** (A): 283-391.

- Sarnthein, M., Erlenkeuser, H. & Zahn, R. (1982): Termination I: The response of continental climate in the subtropics as recorded in deep-sea sediments. - *Bulletin Inst. Geologique Bassin d'Aquitane, Bordeaux*, **31**: 393-407.
- Sarynina, R.N. (1972): Conditions of origin of cold deep-sea waters in the Bear Island Channel. International Council for the Exploration of the Sea, Copenhagen, Proceedings of a symposium held in Dublin, 25-27 September 1969.
- Schiffelbein, P. (1986): The interpretation of stable isotopes in deep-sea sediments: An error analysis case study. - *Marine Geology*, **70**: 313 - 320.
- Schott, W. (1935): Die Foraminiferen in dem äquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans. - *Wiss. Ergebn. d. deutschen Atl. Exped. Meteor 1925-1927*, **3** (Sec. B): 43-134.
- Schott, F. (1977): On the energetics of baroclinic tides in the North Atlantic. - *Annales de Geophysique*, **33**: 41-62.
- Schott, F. & Bock, M. (1980): Determination of energy interaction terms and horizontal wavelengths for low-frequency fluctuations in the Norwegian Current. - *Journal of Geophysical Research*, **85** (C7): 4007-4014.
- Schott, F., Fischer, J. & Visbeck, M. (1990): Observations of vertical currents associated with winter convection in the Greenland Sea. XV General Assembly of the European Geophysical Society, Copenhagen, 23-27 April 1990.
- Schwiderski, E.W. (1986): Tides. In Hurdle, B.G. (Hrsg.): *The Nordic Seas*, Springer.
- Seilacher, A. (1991): Events and their signatures - an overview. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Hrsg.): *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer Verlag: 313-339.
- Sejrup, H.P., Jansen, E., Erlenkeuser, H. & Høltedahl, H. (1984): New faunal and isotopic evidence on the Late Weichselian - Holocene oceanographic changes in the Norwegian Sea. - *Quaternary Research*, **21**: 74 - 84.
- Shackleton, N.J. & Opdyke, N.D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. - *Quaternary Research*, **3**: 39-55.
- Shackleton, N.J. (1987): The carbon isotope record of the Cenozoic: history of organic carbon burial and of oxygen in the ocean and atmosphere. - In Brooks, J. & Fleet, A.J. (Hrsg.): *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Special Publications, **26**: 423-434.
- Shaw, P. & Csanady, G.T. (1988): Topographic waves over the continental slope. - *J. Phys. Oceanogr.*, **18** (6): 813-822.
- Shepard, L.E., Rutledge, A.K., Bryant, W.R. & Moran, K.M. (1987): Geotechnical characteristics of fine-grained turbidite sequences from the Nares Abyssal Plain. - In: Weaver, P.P.E. & Thomson, J. (Hrsg.): *Geology and Geochemistry of Abyssal Plains*. - *Geol. Soc. Special. Pub.*, **31**: 131-146.
- Shideler, G.L. (1981): Development of the Benthic Nepheloid Layer on the South Texas continental shelf, Western Gulf of Mexico. - *Marine Geology*, **41** (1-2): 37-61.
- Siedler, G. (1963): On the in-situ measurement of temperature and electrical conductivity of sea-water. - *Deep Sea Research, Deep-Sea Research*, **10**: 269-277.
- Simm, R.W. & Kidd, R.B. (1984): Submarine debris flow deposits detected by long-range side-scan sonar 1,000-kilometers from source. - *Geo-Mar. Lett.*, **3** (1): 13-16.
- Smetacek, V. & Poole, F. (1986): Nutrient cycling in pelagic systems: A reappraisal of the conceptual framework. - *Ophelia*, **26**: 401-428.
- Smethie, W.M.J., Ostlund, H.G. & Loosli, H.H. (1986): Ventilation of the deep Greenland and Norwegian seas: evidence from krypton-85, tritium, carbon-14 and argon-39. - *Deep-Sea Research*, **33** (5): 675-703.
- Smethie, W.M.J., Chipman, D.W., Swift, J.H. & Koltermann, K.P. (1988): Chlorofluoromethanes in the Arctic Mediterranean seas: evidence for formation of bottom water in the Eurasian Basin and deep-water exchange through Fram Strait. - *Deep-Sea Research*, **35**: 347-369.
- Smith, D.C., Morison, J., Johannessen, J.A. & Untersteiner, N. (1984): Topographic Generation of an Eddy at the East Greenland Current. - *Journal of Geophysical Research*, **89**: 8205 - 8208.
- Solheim, A. & Kristoffersen, Y. (1984): Sediments above the Upper Regional Conformity: Thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history. - *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, **179 B** (Physical Environment Western Barents Sea): 3-26.
- Solheim, A. & Pfirman, S.L. (1985): Sea-floor morphology outside a grounded, surging glacier, Bråsvellbreen, Svalbard. - *Marine Geology*, **65**: 127-143.
- Stabell, B. (1986): A diatom maximum horizon in upper quaternary deposits. - *Geologische Rundschau*, **75** (1): 175 - 184.
- Stabell, B. (1987): The diatom flora in the Fram strait. A comparison with the Pleistocene/Holocene boundary flora in the Norwegian Sea. - *Polar Research*, **5**: 321 - 322.
- Stanley, D.J. (1983): Parallel-laminated deep-sea muds and coupled gravity flow-hemipelagic setting in the Mediterranean. - *Smiths. Contrib. Marine Sci.* **19**, 19 S..
- Sternberg, R.W., Kineke, G.C. & Johnson, R. (1991): An instrument system for profiling suspended sediment and flow conditions in shallow marine environments. - *Continental Shelf Research*, **11** (2): 109-122.
- Stocker, T.F. & Wright, D.G. (1991): Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes. - *Nature*, **351**: 729-732.

- Stow, D.A.V. & Bowen, A.J. (1980): A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents. - *Sedimentology*, **27**: 431-446.
- Stow, D.A.V. & Shanmugam, G. (1980): Sequences of structures in fine-grained turbidites: comparison of Recent deep-sea and ancient flysch sediments. - *Sediment. Geol.*, **25**: 23-42.
- Stow, D.A.V. & Holbroock, J.A. (1984): North Atlantic Contourites: An Overview. - In: Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W. (Hrsg.): *Fine-Grained Sediments: Deep Water Processes and Products*, Spec. pubs Geol. Soc. London, **15**: 245-256.
- Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W. (1984): Deep-water fine-grained sediments; facies models. - In: Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W. (Hrsg.): *Fine-Grained Sediments: Deep Water Processes and Products*, Spec. pubs Geol. Soc. London, **15**: 611-646.
- Stow, D.A.V. (1985): Fine-grained sediments in deep water: An overview of processes and facies models. - *Geo-Mar. Let.*, **5**: 17-23.
- Streeter, S.S., Belanger, P.E., Kellogg, T.B. & Duplessy, J.C. (1982): Late Pleistocene paleo-oceanography of the Norwegian Greenland Sea: benthic foraminiferal evidence. - *Quaternary Research*, **18**: 72-90.
- Swift, J.H. & Aagaard, K. (1981): Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland Seas. - *Deep-Sea Res.*, **28** (A): 1107-1129.
- Swift, J.H., Takahashi, T. & Livingston, H.D. (1983): The contribution of Greenland and Barents seas to the deep water of the Arctic ocean. - *Journal of Geophysical Research*, **88**: 5981-5986.
- Swift, J.H. (1984): The circulation of the Denmark Strait and Island-Scotland overflow waters in the North Atlantic. - *Deep-Sea Research*, **31**: 1339-1355.
- Swift, J.H. (1986): The Arctic Waters. In: Hurdle, B.G. (Hrsg.): *The Nordic Seas*, Springer: 129-151.
- Swift, J.H. & Koltermann, K.P. (1988): The origin of Norwegian Sea Deep Water. - *Journal of Geophysical Research*, **93** (C4): 3563 - 3569.
- Thiede, J. (1977): Aspects of the variability of the glacial and interglacial North Atlantic eastern boundary current (last 150,000 years). - *Meteor. Forschungs-Ergebnisse, Reihe C*, **28**: 1-36.
- Thiede, J. (1980): Paleo-oceanography, margin stratigraphy and paleophysiography of the Tertiary North Atlantic and Norwegian-Greenland Seas. - *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **294**: 177-185.
- Thiede, J. (1981): Sedimentation und physiographische Entwicklung des Nordatlantiks seit dem mittleren Mesozoikum. - *Geol. Rundschau, Geologische Rundschau*, **70**: 316-326.
- Thiede, J., Dissen, G.W., Knudsen, B.-. & Snåre, T. (1986): Patterns of Cenozoic sedimentation in the Norwegian-Greenland Sea. - *Marine Geology*, **69**: 323-352.
- Thiede, J., Eldholm, O. & Taylor, E. (1989): Variability of Cenozoic Norwegian-Greenland Sea paleoceanography and northern hemisphere paleoclimate. In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. & al.: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **104**, College Station, Texas: 1067-1118.
- Thomson, E. & Vorren, T.O. (1984): Pyritisation of tubes and burrows from Late Pleistocene continental shelf sediments off North Norway. - *Sedimentology*, **31**: 481-492.
- Thomson, J. (1991): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka - comment. - *Marine Geology*, **96**: 131-133.
- Thorpe, S.A. & White, M. (1988): A deep intermediate nepheloid layer. - *Deep-Sea Research*, **35** (9A): 1665-1671.
- Tiedemann, R. & Sarnthein, M. (1990): Younger Dryas-style cooling events at glacial Terminations I - IV over the last 650,000 years at ODP Site 658. - *Paleoceanography*, **5** (6): 1041-1055.
- UNESCO (1983): Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. - *UNESCO Technical Papers in Marine Science*, **44**: Paris.
- Vincent, E. & Berger, W.H. (1981): Planctonic foraminifera and their use in Paleoceanography. In Emiliani, C.: *The Sea*, **7**: 1025-1119.
- Vinje, T. (1985): Drift, composition, morphology and distribution of the sea ice fields in the Barents Sea. - *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, **179** C (Physical Environment Western Barents Sea): 3-26.
- Vogelsang, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. - *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 der Universität Kiel*, **23**: 136 S..
- Vogt, P.R. (1986): Seafloor Topography, Sediments, and Paleoenvironments. - In: Hurdle, B.G. (Hrsg.): *The Nordic Seas*, Springer-Verlag, New York: 237-412.
- Vorren, T.O., Hald, M., Edvardsen, M. & Lind-Hansen, O.-. (1978): Late Quaternary sediments and stratigraphy on the continental shelf off Troms and West Finnmark, Northern Norway. - *Quaternary Research*, **10**: 340-365.
- Vorren, T.O., Hald, M., Edvardsen, M. & Lind-Hansen, O. (1983a): Glacigenic sediments and sedimentary environments of continental shelves: General principles with a case study from the Norwegian shelf. In: Ehlers, J.: *Glacial deposits in northwestern Europe*, Balkema: 61-73.
- Vorren, T.O., Edvardsen, M., Hald, M. & Thomsen, E. (1983b): Deglaciation of the continental shelf off southern Troms, North Norway. - *Norges Geol. Unders.*, **380**: 173-187.
- Vorren, T.O., Hald, M. & Thomsen, E. (1984): Quaternary sediments and environments on the continental shelf off northern Norway. - *Marine Geology*, **57**: 229 - 257.

- Vorren, T.O. & Kristofferson, Y. (1986): Late Quaternary glaciation in the south-western Barents Sea. - *Boreas*, 15: 51-59.
- Vorren, T.O., Hald, M. & Lebesbye, E. (1988): Late Cenozoic environments in the Barents Sea. - *Paleoceanography*, 3 (5): 601-612.
- Vorren, T.O., Vorren, K.D., Alm, T., Gulliksen, S. & Loevlie, R. (1988): The last deglaciation (20,000 to 11,000 y.b.p.) on Andøya, northern Norway. - *Boreas*, 17: 41-77.
- Vorren, T.O., Lebesbye, E., Andreassen, K. & Larsen, K.-. (1989): Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. - *Marine Geology*, 85: 251-272.
- Wadhams, P. & Squire, V.A. (1983): An ice-water vortex at the edge of the East Greenland current. - *Journal of Geophysical Research*, 88: 2770-2780.
- Walsh, J.J., Biscaye, P.E. & Csanady, G.T. (1988): The 1983-1984 Shelf Edge Exchange Process (SEEP)-I experiment: hypotheses and highlights. - *Continental Shelf Research*, 8: 435-456.
- Walsh, J.E. (1991): The Arctic as a bellwether. - *Nature*, 352: 19-20.
- Wanner, H. & Siegenthaler, U. (1988): Long and short term variability of climate. - In: Duplessy, J.C., Labeyrie, L. & Blanc, P.L. (Hrsg.): *Norwegian Sea Deep Water variations over the last climatic cycle: Paleo-oceanographical Implications.*, Springer Verlag.
- Weinelt, M., Sarnthein, M., Vogelsang, E., Erlenkeuser, H. (1991): Early decay of the Barents Sea Ice Sheet - spread of stable isotope signals across the eastern Norwegian sea. - *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 71: 137-140.
- Werner, F. & Wetzel, A. (1982): Interpretation of biogenic structures in oceanic sediments. - *Bull. Int. Geol. Basin. Aquitaine*, 31: 275-288.
- Werner, F. (1983): Report on cruise no. 100 b of R. V. "Poseidon", May 7-20, 1983 - sediments on the Norwegian continental margin near the Lofoten Islands. - *Berichte aus dem Geologisch-Paläontologischem Institut und Museum, Universität Kiel*, 1: 1-32.
- Werner, F., Hoffmann, G., Bernhard, M., Milkert, D. & Vikgren, K. (1990): Sedimentologische Auswirkungen der Grundfischerei in der Kieler Bucht (Westliche Ostsee). - *Meyniana*, 42: 123-151.
- Wetzel, A. (1984): Bioturbation in deep-sea fine grained sediments: influence of sediment texture, turbidite frequency and rates of environmental change. - In: Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W. (Hrsg.): *Fine Grained Sediments*, Geological Society Special Publication No. 15: 595-608.
- Whitehead, J.A. (1989): Riesenwasserfälle im Ozean. - *Spektrum der Wissenschaft*, 4: 92-94.
- Wilhelmsen, K. (1985): Climatology study of gale-producing polar lows near Norway. - *Tellus*, 37 (A): 451-459.
- Windom, H.L. (1969): Atmospheric dust records in permanent snowfield: Implications to marine sedimentation. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 761-782.
- Wright, F.B. (1985): The Southern Oscillation: An ocean-atmosphere feedback system? - *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 66: 398-412.
- Wu, G. & Berger, W.H. (1991): Pleistocene $\delta^{18}\text{O}$ records from Ontong-Java Plateau: Effects of winnowing and dissolution. - *Marine Geology*, 96: 193-209.
- Wunsch, C. & Hendry, R. (1972): Array measurements of the Bottom Boundary Layer and the internal wave field in the continental slope. - *Geophys. Fluid Dynam.*, 4: 101-146.
- Yoon, S.H. (1989): Sedimentary facies and depositional processes of the norwegian continental slope. - Master of Science, Department of Oceanography, Seoul National University, 247 S.
- Yoon, S.H., Chough, S.K., Thiede, J. & Werner, F. (1991): Late Pleistocene sedimentation on the Norwegian continental slope between 67° and 71° N. - *Marine Geology*, 99: 187-207.
- Zahn, R., Markussen, B. & Thiede, J. (1985): Stable isotopes data depositional environments in the late Quaternary Arctic Ocean. - *Nature*, 414: 433-435.

ANHANG

Liste der verwendeten Abkürzungen:

AMS	Acellerator-Mass-Spectrometry
BMNL	Bottom Mixed Nepheloid Layer
BNL	Bottom Nepheloid Layer
GFZ	Greenland Fracture Zone
GIN	Greenland-Iceland-Norwegian-Sea
GKG	Großkastengreifer
GSR	Greenland-Scotland Ridge
HP	Hemipelagit
INL	Intermediate Nepheloid Layer
IRD	Ice Rafted Detritus
JMFZ	Jan Mayen Fracture Zone
KAL	Kastenlot
LSR	lineare Sedimentationsrate
MWP	Meltwaterpoint
NADW	North Atlantic Deep Water
NAW	North Atlantic Water
NCC	Norwegian Coastal Curent
NSDW	Norwegian Sea Deep Water
PW	Polar Water
RL	Rumohr-Lot
SL	Schwerelot
T	Turbidit

Tabelle A-01	Kern GIK 23218
Tabelle A-02	Kern GIK 23219
Tabelle A-03	Kern GIK 16343
Tabelle A-04	Kern GIK 23312
Tabelle A-05	Kern GIK 23331
Tabelle A-06	Kern GIK 17701
Tabelle A-07	Kern GIK 23258
Tabelle A-08	CTD-Stationen Poseidon 181

Tabelle A-01 Kern GIK 23218

Kernteufe [cm]	< 6,3 μm [%]	6,3-20 μm [%]	20-63 μm [%]	63-125 μm [%]	125-2000 μm [%]	>2000 μm Anzahl
3,0	45,88	10,69	18,84	10,17	14,42	2
4,5	26,89	17,23	29,47	13,04	13,37	0
6,5	42,63	12,25	23,43	11,67	10,02	0
7,5	47,39	14,18	22,14	9,88	6,40	0
8,5	45,47	15,28	25,40	7,87	5,98	1
11,5	50,39	16,35	23,09	6,30	3,87	0
12,5	49,42	17,13	24,02	6,17	3,27	0
13,5	51,32	17,94	23,75	5,44	1,54	0
16,5	50,75	17,85	25,86	4,57	0,97	0
17,5	54,27	18,16	23,14	3,89	0,55	0
18,5	55,28	17,48	23,15	3,46	0,63	0
20,0	55,26	17,96	22,77	3,43	0,58	0
24,5	52,14	18,48	26,39	2,67	0,32	0
28,5	54,35	18,66	22,48	4,06	0,46	0
32,5	58,02	19,21	19,98	2,40	0,38	0
36,5	60,71	18,46	15,30	4,15	1,38	1
37,5	58,77	17,07	17,42	5,46	1,28	0
40,5	50,54	14,37	22,99	8,98	3,11	1
44,5	57,97	11,95	11,89	10,76	7,44	0
48,5	56,01	13,40	12,66	10,54	7,39	0
52,5	54,21	16,24	14,66	11,73	7,38	1
54,5	54,10	12,38	13,83	12,22	7,48	0
56,5	57,22	11,24	11,81	11,30	8,43	0
60,5	56,15	13,41	11,84	11,10	7,49	0
64,5	62,48	13,23	10,30	7,94	6,05	0
68,5	67,88	18,24	9,53	2,47	1,88	0
72,5	69,11	19,46	10,03	0,80	0,60	0
80,5	65,72	19,94	13,60	0,55	0,18	0
84,5	67,11	19,53	12,33	0,73	0,29	0
88,5	67,39	18,88	12,36	0,80	0,57	0
96,5	69,16	19,02	10,51	0,69	0,62	0
100,5	65,46	20,70	12,90	0,67	0,27	0
104,5	67,01	21,31	11,08	0,43	0,17	0
112,5	68,52	20,04	10,82	0,45	0,18	0
120,5	68,48	21,28	9,84	0,16	0,24	0
128,5	67,53	21,00	10,82	0,22	0,43	0
136,5	63,49	21,76	13,77	0,65	0,33	0
144,5	63,82	21,21	14,39	0,51	0,06	0
152,5	63,07	23,43	12,89	0,35	0,26	0
160,5	67,70	22,32	9,33	0,46	0,18	1
168,5	70,26	21,10	7,91	0,36	0,36	0
170,5	74,78	17,41	7,04	0,51	0,26	0
172,5	75,20	17,16	6,63	0,65	0,36	0
176,5	73,66	16,67	6,28	1,65	1,75	2
180,5	72,45	17,03	7,26	1,68	1,58	0
182,5	73,93	17,51	7,09	0,80	0,67	0
184,5	74,01	19,60	5,61	0,43	0,35	0
192,5	78,36	16,81	4,10	0,48	0,24	0
200,5	80,46	12,99	4,22	1,29	1,03	0
204,5	77,66	12,25	5,92	2,48	1,68	0
206,5	75,22	10,34	8,34	3,61	2,49	0
208,5	66,53	11,49	11,29	6,39	4,30	0
212,5	69,65	10,04	10,12	5,41	4,78	1
216,5	62,15	13,55	12,41	5,58	6,31	0
219,5	38,73	23,90	19,29	9,68	8,40	3
220,5	46,05	17,75	20,04	8,79	7,38	2
222,5	73,99	10,12	7,23	4,05	4,62	2

Tabelle A-01 Kern GIK 23218 - Fortsetzung

Kernteufe [cm]	< 6.3 μm [%]	6.3-20 μm [%]	20-63 μm [%]	63-125 μm [%]	125-2000 μm [%]	>2000 μm
224,5	78,72	7,47	6,90	3,86	3,04	1
232,5	74,69	8,13	8,13	4,93	4,11	0
236,5	67,75	8,78	10,72	5,67	7,07	1
240,5	69,34	10,48	11,44	4,89	3,84	0
244,5	64,92	12,41	14,61	6,80	1,26	1
248,5	64,07	13,93	16,57	3,76	1,67	1
256,5	68,81	13,70	12,07	2,86	2,56	0
260,5	71,17	13,91	9,93	2,50	2,50	0
264,5	71,66	11,76	8,24	3,32	5,03	2
268,5	68,23	11,95	9,12	4,96	5,75	0
272,5	68,41	11,30	9,66	5,02	5,60	1
276,5	71,99	12,88	8,15	3,33	3,66	2
280,5	73,91	14,27	7,55	2,45	1,82	0
288,5	74,33	13,90	7,23	2,70	1,84	1
296,5	75,23	13,54	6,97	2,46	1,80	0
304,5	73,45	14,16	7,71	2,53	2,15	0
306,5	71,19	16,06	7,32	2,60	2,83	2
307,5	60,75	13,99	11,27	5,84	8,15	3
312,5	62,94	13,18	11,77	4,95	7,16	4
314,5	52,61	14,44	13,89	7,33	11,72	4
316,5	46,86	12,89	16,12	9,35	14,79	7
320,5	41,16	12,14	19,09	9,30	18,31	10
324,5	43,70	12,14	17,49	9,86	16,81	8
327,5	47,61	12,51	16,17	9,01	14,70	7
332,5	46,64	12,28	16,63	9,34	15,10	6
336,5	51,32	12,60	15,25	7,59	13,24	7
344,5	53,85	13,17	14,71	6,44	11,83	3
346,5	52,07	13,57	14,49	7,44	12,42	5
352,5	41,63	11,99	18,66	9,88	17,84	6
366,5	44,05	12,00	17,89	9,31	16,75	10
384,5	47,63	12,33	16,73	8,50	14,81	12
388,5	40,31	13,22	18,49	9,64	18,34	9
392,5	66,05	14,63	11,45	3,76	4,10	1
396,5	47,12	14,07	17,01	9,28	12,51	9
402,5	56,99	13,79	13,49	6,01	9,72	4
406,5	55,34	13,83	14,76	6,59	9,47	3
412,5	48,92	13,78	15,61	8,36	13,32	3
416,5	40,90	12,78	18,76	9,30	18,25	11
432,5	44,16	12,71	17,30	9,29	16,54	11
446,5	40,17	12,50	18,91	10,21	18,21	15
464,5	47,41	12,90	16,10	8,34	15,25	9
480,5	39,65	12,64	18,68	10,75	18,28	17
496,5	39,40	13,35	19,63	11,95	15,67	6
503,5	39,96	12,34	18,79	10,34	18,57	10

Tabelle A-02 Kern GIK 23219

Kernteufe [cm]	< 6.3 μm [%]	6.3-20 μm [%]	20-63 μm [%]	63-125 μm [%]	125-2000 μm [%]	>2000 μm
3,5	50,07	15,93	26,44	6,66	0,91	0
9,0	52,68	15,02	25,63	5,72	0,95	0
17,0	52,84	14,30	26,86	5,21	0,79	0

Tabelle A-02 Kern GIK 23219

Kernteufe [cm]	< 6,3 μm [%]	6,3-20 μm [%]	20-63 μm [%]	63-125 μm [%]	125-2000 μm [%]	>2000 μm
20,5	49,22	13,36	29,40	7,13	0,89	0
24,5	45,10	11,03	32,28	8,97	2,62	0
32,5	52,06	14,40	25,63	6,96	0,95	0
36,5	56,12	14,91	22,68	5,43	0,85	0
40,5	57,20	12,46	22,10	7,15	1,08	0
46,5	53,98	13,87	23,49	7,55	1,10	0
56,5	57,11	14,45	20,63	6,76	1,05	0
60,5	55,03	14,60	21,70	5,92	2,76	0
64,5	50,56	13,63	25,90	8,80	1,12	0
72,5	48,83	13,99	25,06	10,61	1,52	0
75,5	53,54	12,67	27,51	5,59	0,68	0
80,5	49,89	13,30	28,75	7,16	0,91	0
84,5	46,89	11,56	32,44	8,11	1,00	0
86,5	45,03	13,37	29,57	10,55	1,47	0
90,5	50,89	12,91	30,00	5,57	0,63	0
96,5	51,57	13,91	27,40	6,36	0,76	0
100,5	48,30	12,07	30,28	8,28	1,07	0
104,5	45,66	13,63	30,41	9,20	1,11	0
109,5	50,16	12,25	29,90	6,86	0,82	0
112,5	49,70	14,11	27,86	7,24	1,09	0
120,5	48,59	17,59	27,73	5,52	0,56	0
126,5	50,70	14,79	29,58	4,52	0,41	0
132,5	38,21	20,43	35,55	5,32	0,50	0
136,5	50,90	15,96	27,56	4,97	0,60	0
140,5	51,94	17,67	26,77	3,35	0,27	0
144,5	50,90	16,26	27,74	4,57	0,53	0
152,5	46,32	17,06	29,41	6,62	0,59	0
156,5	48,05	17,68	28,96	4,77	0,54	0
160,5	52,55	17,55	26,47	3,14	0,29	0
164,5	51,62	17,53	26,53	3,84	0,48	0
170,5	57,13	15,23	23,11	3,94	0,59	1
172,5	52,37	17,44	24,44	4,81	0,94	0
174,5	51,31	18,66	20,51	6,96	2,56	0
176,5	44,16	16,92	16,98	13,45	8,49	0
177,5	32,95	14,52	17,28	22,62	12,63	0
180,5	53,76	13,93	14,51	11,23	6,56	0
181,5	48,56	15,34	17,60	12,36	6,14	0
182,5	44,68	15,76	19,03	14,46	6,06	0
183,5	42,05	14,92	21,58	15,66	5,80	0
184,5	43,94	14,41	21,42	14,51	5,71	2
185,5	48,43	15,96	20,41	11,29	3,91	1
186,5	52,28	17,24	18,46	8,70	3,33	0
187,5	54,64	18,11	18,57	6,54	2,13	0
190,5	57,00	19,14	19,07	3,99	0,80	0
192,5	55,52	19,33	19,33	4,60	1,23	0
194,5	56,26	19,35	18,60	4,39	1,40	0
195,5	52,48	18,76	18,94	7,12	2,71	0
196,5	50,91	17,16	19,66	9,09	3,18	0
197,5	56,84	20,52	19,01	2,92	0,70	0
200,5	57,42	19,63	19,00	3,12	0,83	0
201,5	60,36	20,32	17,05	1,29	0,99	0
202,5	55,42	19,23	18,84	4,83	1,68	0
203,5	58,74	20,67	17,32	2,45	0,82	0
204,5	58,68	21,08	16,85	2,79	0,59	0
206,5	64,29	20,50	12,84	1,83	0,54	0
207,5	71,11	18,04	9,50	0,77	0,58	0
210,5	66,22	19,33	11,26	2,18	1,01	0
212,5	64,66	20,31	12,74	1,80	0,48	0

Tabelle A-02 Kern GIK 23219 - Fortsetzung

Kernteufe [cm]	< 6.3 µm [%]	6.3-20 µm [%]	20-63 µm [%]	63-125 µm [%]	125-2000 µm [%]	>2000 µm Anzahl
214,5	67,72	21,43	10,04	0,54	0,27	0
216,5	67,83	21,58	9,39	0,90	0,30	0
218,5	70,59	20,02	8,58	0,54	0,27	0
224,5	72,51	18,97	7,36	0,68	0,48	0
232,5	75,20	18,56	5,62	0,31	0,31	0
240,5	74,12	19,30	5,70	0,58	0,29	0
246,5	78,88	15,99	4,50	0,31	0,31	0
256,5	81,61	13,91	3,68	0,46	0,34	0
264,5	78,24	14,74	5,37	1,24	0,41	0
267,5	74,19	14,34	7,65	3,11	0,72	0
272,5	76,94	10,90	6,89	3,38	1,88	0
274,5	72,22	11,81	8,33	4,86	2,78	0
276,5	68,47	9,75	11,48	6,39	3,90	0
280,5	71,43	8,28	9,64	5,44	5,22	3
284,5	69,25	8,47	10,28	6,05	5,95	5
287,5	65,18	12,39	11,35	5,96	5,11	2
292,5	60,65	12,80	13,41	6,84	6,31	0
294,5	74,49	8,96	6,82	3,91	5,81	2
296,5	74,57	7,45	7,67	4,81	5,50	3
300,5	77,44	8,82	6,39	3,53	3,82	1
302,5	76,18	8,33	6,65	4,04	4,80	8
304,5	71,62	9,13	7,61	5,10	6,54	0
306,5	69,10	10,30	8,86	5,43	6,31	0
312,5	70,37	11,50	8,60	4,77	4,77	0
315,5	62,66	11,41	11,41	8,38	6,14	2
320,5	64,62	12,30	11,59	7,22	4,28	2
324,5	62,98	13,08	10,56	9,86	3,52	0
330,5	61,05	13,02	14,88	9,04	2,01	1
334,5	64,88	12,09	14,47	7,00	1,56	1
340,5	62,37	11,34	17,35	7,73	1,20	0
344,5	64,13	12,84	18,53	4,04	0,46	0
352,5	67,93	12,33	13,01	5,14	1,59	0
356,5	65,79	12,82	14,93	4,24	2,22	0
360,5	64,05	12,61	16,60	4,64	2,09	0
364,5	68,48	14,97	11,90	2,72	1,93	0
370,5	55,29	11,24	15,61	8,32	9,54	0
372,5	48,36	11,78	17,39	9,44	13,03	0
374,5	38,75	12,18	19,68	10,51	18,87	0
384,5	40,12	12,19	18,77	10,75	18,17	0
400,5	38,45	12,44	19,69	11,87	17,56	0
416,5	39,09	12,58	18,36	10,93	19,04	0
432,5	38,81	12,13	19,44	10,83	18,79	8
450,5	38,72	12,06	19,60	10,50	19,12	9
464,5	39,49	12,23	19,17	10,83	18,27	6
480,5	38,39	12,30	19,56	10,69	19,06	12
494,5	38,92	12,20	19,39	10,91	18,59	10
504,5	38,58	12,10	19,24	10,60	19,47	20

Tabelle A-03 Kern GIK16343

Kernteufe [cm]	< 6,3 µm [%]	6,3-20 µm [%]	20-63 µm [%]	63-125 µm [%]	125-2000 µm [%]	>2000 µm Anzahl	C _{org} [%]	CaCO ₃ [%]
0,5	46,74	15,77	25,83	9,95	1,71	0		
1,5	49,00	15,34	25,41	8,78	1,47	0	1,00	21,90
2,5	48,51	14,93	25,79			0		
3,5	47,45	14,75	27,00	9,13	1,67	0		
4,5	44,62	14,98	26,77	11,02	2,61	0		
5,5								
6,5	46,84	13,48	27,30	10,62	1,75	0		
9,5	48,41	13,07	26,90	9,89	1,73	0		
14,5	49,19	13,02	25,55	10,49	1,75	0		
18,5	46,92	12,02	29,26	10,43	1,38	0	0,80	20,90
19,5	45,70	11,92	27,36	12,53	2,49	0		21,34
20,5	45,52	13,16	29,28	10,46	1,57	0		
23,5	59,61	12,99	21,09	5,56	0,76	0		23,82
24,5	49,02	12,91	27,63	8,86	1,58	0		
27,5	50,55	15,85	24,62	7,65	1,33	0		
29,5	49,89	13,24	27,42	8,27	1,18	0		
31,5	51,36	13,58	25,49	8,24	1,33	0	0,70	23,50
35,5	46,82	15,08	27,29	9,34	1,47	0		25,08
39,5	51,18	13,06	25,29	9,09	1,38	0		
43,5	51,55	13,62	24,74	8,32	1,77	0		
47,5	46,05	12,60	28,86	10,53	1,96	0	0,74	22,10
51,5	50,38	14,43	25,44	8,42	1,33	0		
55,5	53,63	13,19	23,74	8,40	1,31	0		
63,5	58,86	14,33	20,18	5,76	0,87	0	0,91	21,10
71,5	52,72	12,64	23,43	9,64	1,56	0		
79,5	52,74	13,50	24,47	8,08	1,20	0	0,80	19,10
87,5	48,66	12,93	26,34	11,06	1,01	0		
95,5	49,30	12,65	26,10	10,68	1,27	0	0,71	18,60
103,5	44,39	12,25	30,25	11,69	1,42	0		
111,5	42,71	11,67	31,56	12,33	1,73	0	0,64	18,10
117,5	46,30	12,46	30,20	9,96	1,09	0		
121,5	41,72	13,45	31,60	11,06	2,17	0		
125,5	37,95	10,79	36,31	13,31	1,65	0	0,55	16,20
129,5	44,28	13,55	32,41	8,58	1,18	0		
133,5	48,78	12,73	28,43	9,11	0,95	0		
137,5	47,38	14,11	28,88	8,46	1,17	0		
141,5	45,94	11,85	29,69	10,84	1,68	0	0,66	15,30
145,5	43,80	12,31	32,19	10,26	1,44	0		
149,5	43,23	12,02	33,73	9,99	1,02	0		
157,5	43,66	12,07	30,83	11,67	1,77	0	0,56	14,90
165,5	41,50	11,58	31,60	13,75	1,57	0		
173,5	43,27	11,74	30,54	12,66	1,79	0	0,58	13,30
181,5	41,52	11,72	32,59	12,90	1,27	0		
189,5	42,92	12,69	32,78	10,52	1,09	0	0,62	13,60
197,5	43,17	13,10	34,05	8,86	0,82	0		
205,5	47,48	13,80	30,79	7,28	0,65	0	0,65	11,80
213,5	45,39	13,45	32,24	8,18	0,79	0		
221,5	42,81	14,16	33,05	9,02	0,97	0	0,59	11,60
229,5	45,63	15,57	30,81	7,22	0,77	0		
237,5	47,93	15,84	28,58	6,87	0,77	0	0,70	9,60
245,5	45,56	15,40	31,28	7,25	0,52	0		
253,5	46,49	15,52	28,60	8,35	1,04	2	0,62	10,70
261,5	46,08	15,80	31,27	6,23	0,61	0		
269,5	48,18	15,81	29,26	5,90	0,86	0	0,68	10,90
277,5	47,94	15,98	28,05	7,33	0,70	0		
285,5	45,85	15,81	28,72	8,10	1,52	0	0,61	10,40
293,5	48,82	16,05	27,03	7,41	0,70	0		
301,5	54,83	14,55	23,92	5,62	1,09	2	0,66	11,80

Tabelle A-03 Kern GIK 16343 -Fortsetzung

Kernteufe [cm]	< 6.3 µm [%]	6.3-20 µm [%]	20-63 µm [%]	63-125 µm [%]	125-2000 µm [%]	>2000 µm Anzahl	C _{org} [%]	CaCO ₃ [%]
309,5	52,70	17,57	25,41	3,90	0,42	0		
311,5								
313,5								
315,5								
317,5	51,93	17,28	25,48	4,69	0,62	0	0,65	10,60
321,5	45,46	18,10	26,14	8,15	2,15	0		
323,5	45,85	18,41	22,65	9,87	3,21	0		
325,5	23,36	8,37	11,70	29,75	26,82	0		
327,5	39,22	16,59	24,67	18,19	1,33	0		
329,5	45,38	16,21	24,85	11,98	1,28	0		
333,5	50,46	17,15	24,46	7,55	0,37	0	0,69	10,80
341,5	45,63	16,47	23,53	13,58	0,79	0		
349,5	46,00	17,92	23,33	11,92	0,83	0	0,61	10,60
357,5	50,25	17,74	20,52	10,80	0,69	0		
365,5	48,90	17,42	24,74	8,40	0,53	0	0,65	10,50
373,5	45,60	17,18	25,41	11,46	0,35	0		
381,5	49,41	18,01	25,22	6,87	0,49	0	0,73	9,40
389,5	51,66	17,96	21,02	8,83	0,53	0		
397,5	49,36	17,58	22,76	9,89	0,40	0	0,72	8,40
405,5	43,90	15,89	24,88	14,63	0,70	0		
413,5	46,42	16,48	23,50	12,83	0,77	0	0,66	11,40
421,5	46,16	17,64	22,20	13,33	0,67	0	0,59	8,00
429,5	44,59	17,26	23,98	13,51	0,66	0		
433,5	44,99	17,52	25,69	11,17	0,63	0		
437,5	44,82	16,78	24,76	13,08	0,55	0	0,60	7,10
439,5	47,18	17,93	24,41	10,04	0,44	0		
441,5	48,21	16,89	23,99	10,38	0,53	0		
443,5	40,52	16,42	25,06	13,52	4,48	0		
445,5	41,14	15,80	24,86	17,11	1,08	0		
447,5	45,77	18,21	23,43	11,90	0,69	0		
449,5	46,73	18,94	21,56	11,92	0,85	0		
451,5	47,38	20,00	20,39	11,48	0,75	0		
453,5	45,08	17,75	19,06	16,25	1,87	1	0,60	6,50
455,5	38,88	14,26	18,89	24,05	3,94	5		
456,5	35,44	12,49	17,90	27,72	6,45	1		
457,5	43,87	13,42	15,11	20,37	7,23	0		
459,5	55,81	13,61	11,80	11,85	6,93	0		
461,5	56,65	13,60	11,31	11,56	6,87	0		
463,5	51,89	14,95	13,13	12,41	7,62	1		
465,5	53,15	13,84	13,45	12,54	7,02	1		
467,5	53,52	12,88	12,81	12,11	8,68	0		
468,5	54,51	12,48	12,24	12,16	8,62	1		
469,5	54,26	12,52	11,93	13,05	8,24	0	0,44	7,20
471,5	57,34	13,57	11,72	10,84	6,53	0		
473,5	58,82	14,51	10,91	10,09	5,66	0		
475,5	61,25	17,64	11,71	5,83	3,57	0		
477,5	59,39	19,72	14,55	4,41	1,93	0		
479,5	58,29	20,38	15,92	4,02	1,39	0		
481,5	56,37	21,29	17,38	3,95	1,00	0		
483,5	58,51	19,90	16,72	4,12	0,76	0		
485,5	55,56	20,32	16,88	6,00	1,24	0	0,68	10,20
487,5	57,83	20,52	16,66	4,35	0,64	0		
489,5	62,33	19,66	14,43	3,03	0,55	0		
493,5	58,14	21,37	15,88	4,12	0,49	0		
501,5	58,00	21,44	15,52	4,34	0,70	0	0,70	8,40
505,5	55,74	20,90	15,06	7,11	1,20	0		
509,5	67,37	19,00	9,66	2,89	1,08	0		
513,5	67,12	20,17	9,71	2,11	0,90	0		

Tabelle A-03 Kern GIK16343-Fortsetzung

Kernteufe [cm]	< 6.3 μm [%]	6.3-20 μm [%]	20-63 μm [%]	63-125 μm [%]	125-2000 μm [%]	>2000 μm Anzahl	C _{org} [%]	CaCO ₃ [%]
517,5	68,23	21,37	8,77	1,23	0,43	0	0,75	8,60
525,5	75,02	17,87	5,75	0,85	0,50	0		
533,5	77,67	16,91	4,49	0,38	0,55	0	0,75	9,00
541,5	71,02	12,96	8,07	4,85	3,10	1		
545,5	68,49	10,65	10,89	5,66	4,31	3		
549,5	63,69	9,80	12,35	6,41	7,74	2	0,40	5,90
551,5	59,26	14,97	13,79	6,58	5,40	2		
553,5	48,99	17,12	19,23	8,66	6,00	1		
555,5	73,05	9,20	7,46	4,74	5,55	2		
557,5	78,30	7,83	6,51	3,17	4,20	0		
559,5	77,00	7,71	6,01	4,00	5,28	0		
561,5	72,03	8,62	8,02	5,10	6,24	3		
563,5	68,53	9,42	9,04	6,20	6,81	3		
565,5	61,49	10,13	11,26	6,92	10,20	3	0,42	6,60
567,5	63,67	10,69	10,85	9,06	5,74	1		
569,5	59,25	12,06	12,93	10,91	4,85	0		
571,5	54,98	11,43	13,17	13,88	6,53	2		
573,5	51,49	10,99	14,68	14,78	8,07	2		
575,5	44,36	10,16	14,06	19,96	11,46	1		
577,5	60,56	13,00	16,67	7,98	1,80	1		
581,5	65,48	13,23	15,52	4,51	1,26	0	0,49	10,10
589,5	66,07	11,95	11,38	5,20	5,40	0		
597,5	64,94	11,82	10,41	5,99	6,83	1	0,50	9,20
605,5	68,02	14,12	11,97	3,78	2,11	0		
613,5	70,14	13,99	11,67	2,92	1,28	0	0,53	10,90
621,5	77,11	13,52	7,08	1,31	0,97	0		
629,5	67,55	13,79	11,78	4,44	2,43	0	0,57	10,50
637,5	65,75	14,69	14,96	3,57	1,03	0		
645,5	75,02	13,55	7,44	2,23	1,71	1	0,59	11,40
653,5	76,86	12,77	5,89	2,29	2,19	1		
661,5	72,73	12,90	9,18	3,11	2,07	0	0,51	10,90
669,5	64,92	15,34	10,19	5,58	3,97	1		
677,5	68,98	14,74	9,39	3,83	3,06	0	0,57	11,10

Tabelle A-04 Kern GIK 23312

Kernteufe [cm]	< 6.3 μm [%]	6.3-20 μm [%]	20-63 μm [%]	63-125 μm [%]	125-2000 μm [%]	>2000 μm Anzahl	CaCO ₃ [%]
33	56,12	14,65	19,48	7,74	2,00	0	22,38
49	51,42	16,22	23,01	7,96	1,39	0	
65	54,92	14,83	19,74	7,94	2,57	0	
81	52,22	13,86	20,67	10,80	2,45	0	21,60
89	53,97	13,77	19,67	10,46	2,12	0	
97	60,38	15,04	18,27	5,41	0,90	0	21,60
105	58,05	14,53	18,36	7,42	1,64	0	
113	58,74	12,42	21,27	6,62	0,95	0	20,81
121	51,25	14,38	20,93	9,93	3,51	0	
129	48,91	12,98	23,20	12,79	2,12	0	18,85
145	50,03	13,65	26,35	8,60	1,37	0	
161	46,35	14,22	28,31	9,48	1,64	0	18,4
177	47,38	14,65	28,07	8,59	1,31	0	

Tabelle A-04 Kern GIK 23312 -Fortsetzung

Kernteufe [cm]	< 6.3 µm [%]	6.3-20 µm [%]	20-63 µm [%]	63-125 µm [%]	125-2000 µm [%]	>2000 µm Anzahl	CaCO ₃ [%]
193	52,75	15,53	24,46	6,34	0,92	0	16,60
201	51,92	13,29	22,67	9,90	2,22	0	
209	39,96	16,62	32,62	9,46	1,34	0	15,62
217	46,61	12,51	26,07	12,51	2,30	0	
225	48,05	13,15	29,01	8,70	1,09	0	15,64
241	51,06	13,52	26,37	7,95	1,10	0	
257	46,92	13,31	29,62	9,07	1,08	0	14,26
273	51,45	14,88	27,50	5,26	0,91	0	
289	50,50	15,49	27,11	6,12	0,77	0	11,94
305	50,14	15,01	27,17	6,83	0,85	0	
313	46,28	15,28	27,94	8,75	1,76	0	12,21
321	43,11	13,83	32,05	9,68	1,33	0	
329	53,86	15,36	25,72	4,43	0,63	0	10,89
337	51,10	16,54	25,33	6,23	0,79	0	
343	48,11	15,48	26,49	8,79	1,13	0	11,35
353	52,22	16,39	24,07	6,52	0,79	0	12,39
369	54,45	17,18	24,10	3,87	0,41	0	12,71
385	56,26	18,06	20,19	4,74	0,75	0	11,64
389	56,43	18,22	19,33	4,98	1,04	0	10,89
393	50,55	19,54	16,82	7,54	5,55	0	11,69
395	17,44	7,21	9,26	3,74	62,35	0	8,73
396	6,63	1,93	2,89	2,27	86,28	0	5,35
397	3,43	0,70	1,89	2,63	91,36	0	
399	43,21	14,33	20,89	15,77	5,81	0	10,66
401	49,73	17,34	21,21	10,69	1,03	0	11,30
405	50,30	17,24	22,13	9,41	0,92	0	11,39
407	48,02	17,29	23,88	9,99	0,83	0	11,69
409	52,23	17,66	19,66	9,33	1,12	0	12,07
411	49,83	16,53	20,33	11,49	1,83	0	12,19
413	45,00	15,86	20,38	16,00	2,77	2	11,55
417	48,86	15,77	19,74	13,76	1,88	0	12,60
425	50,25	16,96	18,77	12,53	1,50	0	11,69
433	49,52	17,70	21,25	10,93	0,60	0	11,67
441	47,89	17,01	20,73	13,45	0,92	0	9,94
445	46,32	16,49	21,43	14,41	1,35	0	9,53
449	51,19	17,79	21,56	8,93	0,53	0	10,37
457	53,2	17,41	20,02	8,39	0,96	0	10,62
461	51,53	17,88	21,59	8,31	0,69	0	9,57
465	45,95	16,38	21,78	14,89	1,01	0	9,00
473	50,03	17,46	19,31	10,80	2,41	0	9,57
479	45,83	16,15	19,79	13,14	5,09	0	9,37
481	46,76	15,23	24,85	12,40	0,76	0	9,60
489	48,90	15,86	18,16	11,39	5,69	0	9,66
497	50,16	17,55	21,44	10,04	0,81	0	10,28
505	48,39	16,34	22,75	11,37	1,16	0	9,48
513	48,33	17,61	22,97	10,29	0,80	0	9,46
521	49,45	17,11	24,04	8,64	0,77	0	10,21
529	47,42	16,79	23,52	11,59	0,68	0	10,03
537	44,07	16,77	22,06	9,42	7,67	0	9,35
545	40,92	15,64	21,47	12,55	9,41	0	6,73
549	46,16	16,03	26,81	10,44	0,56	0	8,30
553	45,35	16,93	25,48	11,44	0,81	0	8,53
557	38,32	14,96	23,84	20,78	2,10	0	7,39
561	38,94	15,05	23,46	15,29	7,26	0	7,44
569	41,08	16,11	23,81	17,46	1,54	0	6,64
577	45,91	18,31	17,56	11,68	6,54	0	7,73
581	44,28	16,51	17,02	19,81	2,38	0	6,96

Tabelle A-04 Kern GIK23312 - Fortsetzung

Kernteufe [cm]	< 6.3 μm [%]	6.3-20 μm [%]	20-63 μm [%]	63-125 μm [%]	125-2000 μm [%]	>2000 μm Anzahl	CaCO ₃ [%]
585	31,62	11,14	15,93	34,97	6,35	0	5,43
589	36,03	10,74	13,70	28,87	10,65	2	5,21
593	60,12	13,94	10,43	7,78	7,73	0	4,64
601	55,53	12,42	14,19	11,32	6,54	2	5,00
609	59,00	13,56	10,75	8,56	8,14	0	5,50
613	63,18	14,90	11,42	6,20	4,30	1	6,69
617	58,98	18,45	19,09	2,69	0,78	0	9,35
625	55,69	20,20	21,01	2,83	0,27	0	10,26
633	54,72	17,78	22,42	4,68	0,40	0	10,53
641	54,80	19,23	19,33	5,86	0,78	0	9,62
643	59,15	18,47	18,58	3,39	0,40	0	10,23
647	61,84	18,41	17,07	2,20	0,48	0	10,87
651	60,68	19,01	17,56	2,15	0,60	0	9,21
657	58,60	20,77	18,39	1,46	0,79	0	9,03
663	60,04	20,39	17,93	1,44	0,21	0	9,55
673	60,58	20,59	16,97	1,71	0,16	0	10,23
679	58,13	20,04	19,67	1,98	0,19	0	10,37
681	56,82	20,46	20,16	2,26	0,30	0	9,53
689	57,48	20,70	19,16	2,33	0,33	0	9,64
705	60,92	21,71	15,69	1,30	0,37	0	10,01
713	58,97	19,14	19,20	2,42	0,28	0	9,37
721	64,48	20,76	13,27	1,07	0,43	0	9,94
729	61,15	21,94	14,96	1,48	0,47	0	10,12
737	62,06	21,23	15,30	1,19	0,23	0	9,60
745	60,60	21,79	14,55	2,47	0,60	0	9,55
753	59,26	20,70	16,06	3,58	0,40	0	9,64
761	63,22	21,69	13,13	1,65	0,32	0	10,03
769	65,13	21,37	11,81	1,43	0,26	2	10,05
785	68,09	18,96	10,70	1,87	0,39	0	9,05
801	66,25	22,43	9,01	1,57	0,73	0	8,64
817	68,10	22,09	9,06	0,48	0,27	0	9,60
825	71,69	20,71	6,88	0,39	0,32	0	9,85
833	72,35	19,11	7,41	0,60	0,53	0	8,69
849	71,33	20,07	7,13	0,67	0,80	0	9,10
865	73,36	18,63	6,67	0,72	0,62	0	9,39
881	74,73	18,62	5,37	0,67	0,62	0	9,07
889	78,91	14,19	5,95	0,37	0,58	0	9,64
894							
897	74,51	16,42	7,45	0,94	0,69	1	9,26
901	75,04	15,60	7,78	1,20	0,38	0	9,03
905	76,43	12,99	7,76	2,40	0,42	0	8,75

Tabelle A-05 Kern GIK 23331

Kernteufe [cm]	< 6.3 μm [%]	6.3-20 μm [%]	20-63 μm [%]	63-125 μm [%]	125-2000 μm [%]	>2000 μm Anzahl	CaCO ₃ [%]
25	46,24	16,75	22,12	9,53	5,36	0	7,94
27	37,61	15,23	31,62	14,51	1,03	0	7,85
29	34,88	14,63	24,83	9,47	16,20	1	8,69
31	40,39	15,71	29,31	13,64	0,94	0	7,89
33	46,68	18,18	22,20	11,54	1,40	0	8,44

Tabelle A-05 Kern GIK 23331-Fortsetzung

Kernteufe [cm]	< 6,3 µm [%]	6,3-20 µm [%]	20-63 µm [%]	63-125 µm [%]	125-2000 µm [%]	>2000 µm Anzahl	CaCO ₃ [%]
37	41,10	13,73	15,64	21,55	7,98	2	5,48
41	52,05	14,25	13,46	14,41	5,83	1	4,78
49	54,68	13,74	11,75	8,66	11,17	0	4,66
53	55,16	13,08	12,71	10,60	8,45	0	5,03
55	57,91	13,34	11,67	10,27	6,80	0	4,09
57	58,12	12,95	11,32	8,06	9,56	0	6,05
61	58,58	14,37	14,62	7,56	4,87	1	4,05
65	57,15	16,68	16,63	6,09	3,45	0	8,32
73	57,61	19,94	19,53	2,55	0,38	0	10,35
77	57,87	19,03	19,67	3,14	0,29	0	10,44
81	58,96	19,48	17,81	3,37	0,37	0	9,66
85	59,66	20,30	16,30	3,38	0,36	0	9,80
89	62,35	19,08	16,21	2,11	0,26	0	
93	62,84	19,37	15,42	2,04	0,32	0	9,53
97	60,94	19,08	16,89	2,58	0,51	0	8,69
101	59,85	19,91	17,86	1,84	0,54	0	9,10
105	57,85	20,26	17,70	3,70	0,50	0	9,53
113	58,22	18,18	19,85	3,41	0,33	0	
121	57,21	19,11	17,77	5,40	0,50	0	9,00
129	58,81	18,78	16,94	4,75	0,72	0	9,28
137	60,35	19,22	14,92	5,04	0,47	0	9,37
145	66,48	19,03	12,23	2,05	0,20	0	8,39
153	66,68	18,55	11,58	2,91	0,27	0	9,32
161	68,51	17,64	11,72	1,84	0,29	1	
169	70,06	17,93	10,13	1,46	0,41	0	8,39
177	66,04	17,26	12,76	2,63	1,31	1	
181	63,73	19,98	13,49	2,27	0,53	0	
185	66,46	20,99	11,25	1,09	0,21	0	8,37
189	69,43	18,87	10,39	1,18	0,13	0	
193	69,32	18,71	11,16	0,75	0,07	0	
197	71,00	18,91	8,87	1,01	0,21	0	8,46
201	70,12	18,23	10,21	1,29	0,15	0	
205	69,47	19,05	9,92	1,32	0,24	0	11,14
209	68,10	18,87	11,69	1,20	0,14	0	
213	72,38	18,95	8,00	0,54	0,13	0	6,30
217	72,76	17,86	8,69	0,55	0,14	0	
221	72,15	17,38	9,45	0,80	0,22	0	
225	71,15	17,34	9,64	1,32	0,54	1	
227	73,04	18,09	7,69	1,08	0,10	0	7,30
233	73,49	18,06	7,93	0,44	0,07	0	
237	73,51	17,06	8,40	0,98	0,05	0	
241	72,37	16,87	9,33	1,19	0,24	0	
249	78,34	14,16	6,53	0,86	0,11	0	13,83
257	77,17	14,72	7,56	0,47	0,08	0	
265	73,41	16,75	7,60	2,00	0,23	0	8,89
273	72,83	16,73	8,46	1,84	0,13	0	
281	72,06	16,68	8,45	2,31	0,49	0	7,53
289	72,40	16,04	8,82	2,39	0,35	1	8,75
297	70,10	16,81	9,62	3,10	0,36	0	7,87
305	67,52	15,06	11,31	5,68	0,43	2	7,80
313	63,26	14,91	12,63	8,59	0,61	0	7,69
317	68,43	15,32	11,54	4,06	0,65	0	8,28
321	72,87	15,44	7,89	3,23	0,57	0	8,30
325	73,44	13,28	5,87	2,72	4,69	0	8,60
329	66,11	11,16	11,37	8,04	3,32	1	11,67
331	69,22	11,28	11,43	6,64	1,43	6	7,60
333	66,62	11,50	14,51	4,27	3,11	3	3,75

Tabelle A-05 Kern GIK23331 - Fortsetzung

Kernteufe [cm]	< 6,3 μm [%]	6,3-20 μm [%]	20-63 μm [%]	63-125 μm [%]	125-2000 μm [%]	>2000 μm Anzahl	CaCO ₃ [%]
337	59,28	16,68	13,02	6,29	4,73	4	4,14
339	64,18	12,20	11,53	6,13	5,96	1	5,16
345	63,60	12,03	11,17	6,40	6,79	3	4,78
347	65,58	10,51	11,44	5,97	6,50	8	5,78
349	70,94	9,65	9,65	4,68	5,09	1	7,30
353	70,37	11,44	8,80	4,48	4,91	2	
355	69,41	10,79	8,73	5,17	5,90	4	6,91
361	61,19	11,51	11,13	6,60	9,57	5	
365	63,51	11,02	11,80	6,54	7,12	4	9,30
369	64,87	12,34	11,47	5,22	6,09	3	10,01
373	70,25	14,04	9,88	3,29	2,54	0	
377	71,42	15,07	10,24	2,53	0,75	0	11,78
379	65,86	16,01	13,53	3,49	1,11	2	
381	69,32	13,31	11,77	4,69	0,91	2	11,44
385	64,10	13,48	15,96	5,07	1,40	1	
393	63,48	14,52	13,50	6,52	1,98	0	11,67
401	63,90	14,03	16,35	4,63	1,09	2	
409	66,24	14,79	13,23	4,23	1,52	0	10,78
417	69,91	13,93	10,71	3,74	1,71	0	
425	69,49	13,94	10,29	3,83	2,46	0	11,55
433	67,24	13,20	13,57	3,29	2,71	3	
449	68,91	13,35	12,73	2,88	2,13	0	9,89
465	61,50	13,11	13,79	6,56	5,05	1	
473	63,51	13,03	12,84	5,47	5,15	1	10,66
475	66,65	13,30	12,51	3,98	3,55	0	
481	66,98	13,98	10,93	4,63	3,48	1	9,64
483	68,63	14,55	9,98	3,82	3,02	0	
489	65,90	15,08	15,59	2,71	0,72	2	11,07
497	75,71	15,10	7,37	1,35	0,47	0	
513	68,87	16,29	11,69	2,28	0,87	0	12,19
521	71,50	16,57	9,78	1,47	0,69	0	
529	75,80	16,40	6,88	0,69	0,23	0	
545	77,28	14,12	6,55	1,37	0,68	0	11,46
561	74,94	16,73	6,99	0,96	0,38	0	
569	65,50	14,90	16,43	2,60	0,56	0	11,19
577	73,87	16,67	8,43	0,78	0,26	0	
585	74,22	15,22	9,09	1,01	0,46	0	11,92
593	81,03	14,29	3,62	0,65	0,42	1	
601	86,81	10,46	2,05	0,43	0,24	0	11,64
609	77,81	13,76	7,49	0,70	0,23	0	
625	69,72	14,55	8,66	4,85	2,22	0	11,76
633	71,83	14,53	9,38	2,76	1,50	1	
635	68,72	17,60	10,75	1,96	0,96	0	11,80
641	77,01	13,89	6,09	1,59	1,42	0	
649	71,48	15,94	9,40	2,29	0,89	0	11,87
657	72,35	16,74	9,15	1,11	0,65	0	
665	72,34	16,98	8,79	1,38	0,51	0	12,51
673	73,16	14,36	10,53	1,51	0,44	1	
681	75,12	17,31	5,80	1,05	0,72	0	
689	70,50	14,90	8,99	3,55	2,06	0	9,00
697	75,95	17,80	5,38	0,61	0,26	0	
701	77,18	14,24	7,54	0,62	0,42	1	
705	74,04	16,67	7,37	1,29	0,64	0	11,26
709	75,23	15,19	6,66	1,93	0,99	0	
713	71,97	17,20	8,36	1,55	0,91	0	12,67
721	78,64	13,25	4,87	1,92	1,31	0	
737	77,06	16,05	5,22	1,05	0,61	0	12,64

Tabelle A-05 Kern GIK 23331-Fortsetzung

Kernteufe [cm]	< 6.3 µm [%]	6.3-20 µm [%]	20-63 µm [%]	63-125 µm [%]	125-2000 µm [%]	>2000 µm Anzahl	CaCO ₃ [%]
753	77,98	14,59	4,92	1,23	1,28	1	12,44
769	74,58	13,20	6,45	3,55	2,22	0	
785	77,06	14,62	4,65	2,21	1,46	0	12,35
793	77,98	14,59	4,92	1,23	1,28	1	12,44
801	74,58	13,20	6,45	3,55	2,22	0	
817	77,06	14,62	4,65	2,21	1,46	0	12,35

Tabelle A-06 Kern GIK 17701

Kernteufe [cm]	< 6.3 µm [%]	6.3-20 µm [%]	20-63 µm [%]	63-125 µm [%]	125-2000 µm [%]	>2000 µm Anzahl
12,5	56,62	12,85	20,26	6,62	3,66	1
16,5	58,19	13,70	19,78	5,83	2,50	0
20,5	54,30	13,49	20,69	3,63	7,89	1
22,5	46,12	15,09	19,66	10,41	8,71	0
23,5	44,99	14,40	16,78	11,72	12,12	1
24,5	43,99	11,42	15,21	7,53	21,85	22
25,5	49,83	14,35	16,43	10,17	9,22	5
26,5	51,50	14,76	14,94	11,00	7,80	2
28,5	56,40	13,11	14,66	8,26	7,58	0
32,5	57,22	13,73	14,66	8,46	5,93	2
36,5	62,08	14,44	12,82	6,14	4,52	1
40,5	62,49	17,17	11,62	4,97	3,76	2
42,5	57,35	19,40	11,33	6,87	5,06	1
44,5	54,09	13,15	11,89	7,78	13,10	7
48,5	56,06	10,84	12,08	9,56	11,46	2
50,5	52,36	15,08	15,08	9,28	8,21	2
52,5	47,86	14,69	17,44	9,48	10,53	1
54,5	36,59	18,34	21,47	13,82	9,77	3
55,5	51,35	14,74	17,19	7,84	8,89	2
56,5	66,26	11,59	12,03	4,45	5,66	4
60,5	65,57	10,07	11,48	5,67	7,22	3
64,5	64,02	13,33	12,01	5,56	5,07	1
66,5	55,77	16,65	14,15	7,25	6,18	1
68,5	56,38	18,24	16,01	6,23	3,14	2
72,5	59,85	13,42	12,46	6,57	7,69	8
76,5	60,24	12,65	13,76	6,22	7,13	2
80,5	49,77	18,27	15,42	8,47	8,07	1
84,5	61,22	16,24	11,98	3,76	6,80	0
88,5	70,73	12,69	8,64	2,66	5,28	8
92,5	62,38	16,32	11,73	4,32	5,25	0
96,5	62,13	14,79	11,92	4,93	6,23	3
104,5	59,63	16,08	15,19	5,04	4,06	0
112,5	59,57	13,98	14,06	5,85	6,53	0
120,5	48,86	21,60	12,41	7,70	9,43	0
128,5	45,50	22,97	12,61	9,31	9,61	0
136,5	57,47	14,06	13,26	6,45	8,75	2
144,5	58,77	12,68	15,01	6,03	7,51	1
152,5	62,71	11,16	11,62	6,11	8,40	1
156,5	55,22	11,18	11,34	8,13	14,13	6
160,5	49,78	16,14	13,39	7,16	13,53	8

Tabelle A-06 Kern GIK17701 - Fortsetzung

Kernteufe [cm]	< 6.3 μm [%]	6.3-20 μm [%]	20-63 μm [%]	63-125 μm [%]	125-2000 μm [%]	>2000 μm Anzahl
164,5	55,07	12,01	13,04	8,07	11,82	1
168,5	58,38	14,28	13,42	5,40	8,52	3
176,5	52,99	18,86	13,40	5,97	8,79	3
184,5	56,21	14,10	14,01	5,42	10,26	2
192,5	63,72	10,00	12,66	4,79	8,83	1
200,5	56,10	14,49	12,19	7,93	9,29	0
208,5	53,39	13,72	13,06	7,52	12,31	2
216,5	57,34	12,26	12,94	8,28	9,18	1
220,5	61,47	12,73	13,06	6,15	6,59	1
224,5	62,36	14,98	12,91	4,87	4,87	
226,5	66,41	16,48	13,41	1,53	2,17	0
232,5	70,88	16,57	10,20	1,37	0,98	0
236,5	66,09	20,60	10,42	1,27	1,62	1
240,5	69,80	15,93	10,93	2,12	1,21	0
244,5	71,47	18,73	7,43	1,08	1,29	0
248,5	60,13	13,59	13,53	5,32	7,44	3
264,5	61,99	13,27	13,57	4,60	6,56	5
280,5	57,81	16,24	15,76	5,50	4,69	0
296,5	51,37	17,31	20,57	4,96	5,79	0
304,5	47,77	17,28	19,32	4,72	10,91	3
312,5	58,98	13,87	13,95	6,60	6,60	0
320,5	48,84	14,58	23,65	7,11	5,81	0
328,5	45,55	10,71	23,61	13,21	6,93	1
336,5	50,52	14,09	24,78	6,12	4,50	1
344,5	59,02	13,50	15,49	7,01	4,97	3
360,5	64,23	16,10	14,18	3,75	1,74	0
368,5	67,33	15,92	9,83	2,64	4,28	2
376,5	68,53	13,27	8,99	4,57	4,64	0
384,5	69,14	15,54	8,86	3,38	3,08	0
392,5	76,54	14,62	5,58	1,47	1,79	0
400,5	75,41	15,59	6,97	0,68	1,36	1
404,5	52,09	13,41	10,29	4,61	19,59	7
408,5	56,10	10,93	13,12	7,66	12,19	4
416,5	55,51	19,45	16,03	3,67	5,34	2
424,5	48,54	19,28	19,28	5,41	7,49	7
432,5	57,90	15,10	14,33	4,62	8,05	5
436,5	61,31	14,83	14,26	4,28	5,32	0
440,5	58,98	17,53	20,69	1,51	1,29	0
456,5	73,85	11,04	9,66	3,53	1,92	1
472,5	73,77	11,29	10,03	3,05	1,86	0
488,5	62,03	14,12	14,26	7,16	2,43	0
504,5	67,14	15,37	10,52	4,95	2,02	0
520,5	67,53	14,61	10,01	5,18	2,66	0

Tabelle A-07 Kern GIK 23258

Kernteufe [cm]	< 6.3 μm [%]	6.3-20 μm [%]	20-63 μm [%]	63-125 μm [%]	125-2000 μm [%]	>2000 μm Anzahl	$\delta^{13}\text{C}$ [‰ vs	$\delta^{18}\text{O}$ PDP]
0,5	60,43	19,14	14,19	2,69	3,55	0	0,01	2,46
1,5	65,17	19,42	12,62	1,58	1,21	0	-0,38	2,10
2,5	67,43	19,29	10,89	1,56	0,83	0	-0,86	1,73

Tabelle A-07 Kern GIK 23258-Fortsetzung

Kernteufe [cm]	< 6.3 µm [%]	6.3-20 µm [%]	20-63 µm [%]	63-125 µm [%]	125-2000 µm [%]	>2000 µm Anzahl
3,5	68,31	19,39	10,33	1,38	0,59	0
4,5	69,10	19,20	10,05	1,46	0,18	0
6,5	66,60	20,04	10,87	1,69	0,80	0
8,5	66,73	19,22	11,28	1,82	0,96	0
12,5	67,61	19,78	10,22	1,63	0,76	0
16,5	63,33	22,86	10,85	2,19	0,76	0
24,5	61,80	17,98	17,11	2,33	0,78	0
32,5	61,62	17,25	17,56	2,53	1,03	0
49,0	60,57	18,70	17,09	2,59	1,05	0
65,0	61,30	17,20	18,54	1,89	1,06	0
81,0	58,98	18,90	19,33	1,98	0,81	0
97,0	61,44	19,03	17,38	1,43	0,72	0
113,0	60,21	18,48	18,76	1,79	0,76	0
129,0	65,01	19,55	13,86	1,07	0,51	0
145,0	65,96	18,02	14,54	0,97	0,51	1
161,0	62,80	18,50	17,08	1,05	0,58	0
177,0	62,18	19,14	16,80	1,30	0,57	0
193,0	66,67	18,88	13,11	1,01	0,34	0
201,0	66,52	20,56	11,71	0,95	0,26	0
209,0	65,04	20,20	13,70	0,80	0,27	0
217,0	63,68	20,78	13,92	1,24	0,38	0
225,0	67,22	20,61	11,00	0,97	0,21	0
229,0	66,83	21,25	10,25	1,25	0,42	0
241,0	64,54	21,58	11,69	1,62	0,57	0
257,0	67,25	20,04	11,50	0,93	0,27	0
273,0	69,14	20,62	9,05	0,89	0,30	0
281,0	67,98	20,12	10,73	0,84	0,34	0
289,0	66,61	19,34	12,08	1,26	0,71	1
297,0	64,50	17,50	13,75	2,30	1,95	2
305,0	65,78	17,60	14,38	1,19	1,05	0
307,0	64,34	18,23	13,61	1,70	2,11	2
313,0	65,01	15,61	15,01	3,32	1,06	2
315,0	69,08	14,02	11,62	3,64	1,64	1
321,0	70,32	16,05	9,40	2,69	1,54	0
329,0	63,11	16,23	14,41	4,47	1,78	0
337,0	62,03	16,20	16,00	1,72	4,05	1
345,0	68,72	13,42	11,48	4,14	2,24	0
353,0	63,98	15,23	13,26	4,17	3,36	0
361,0	58,78	15,60	17,28	5,39	2,95	0
369,0	58,72	17,98	17,30	4,02	1,99	1
377,0	53,14	15,93	20,58	7,72	2,62	5
385,0	66,50	17,95	11,86	1,96	1,73	0
401,0	64,10	17,80	13,59	2,45	2,06	0,33
417,0	61,09	15,80	15,08	5,13	2,89	10
433,0	61,71	16,65	14,21	4,69	2,74	2
449,0	54,17	16,04	17,78	5,94	6,06	8
457,0	63,20	17,10	12,88	3,47	3,35	4
465,0	59,65	17,82	16,78	3,39	2,36	2
481,0	57,67	16,81	20,88	3,44	1,2	0
497,0	55,80	15,71	22,08	5,41	0,99	2
513,0	50,46	14,39	26,92	7,86	0,37	0
529,0	55,40	15,45	25,24	3,65	0,26	0
545,0	60,92	16,95	17,74	3,55	0,85	0
561,0	59,86	17,39	18,40	3,47	0,88	1
577,0	66,91	17,60	12,32	1,42	1,76	1
593,0	67,59	17,57	12,15	1,51	1,18	0
601,0	71,66	16,32	9,67	1,44	0,91	0

Tabelle A-07 Kern GIK23258 - Fortsetzung

Kernteufe [cm]	< 6.3 μm [%]	6.3-20 μm [%]	20-63 μm [%]	63-125 μm [%]	125-2000 μm [%]	>2000 μm Anzahl
609,0	82,17	15,15	2,23	0,32	0,14	0
625,0	83,59	15,20	1,03	0,10	0,07	0
641,0	77,78	19,54	2,05	0,24	0,38	1
657,0	76,21	17,89	4,82	0,45	0,64	1
673,0	70,70	18,28	5,54	1,98	3,49	5
677,0	78,43	19,31	1,76	0,30	0,20	0
681,0	63,28	29,05	7,50	0,12	0,04	0
685,0	77,43	11,04	6,43	2,14	2,97	3
687,0	52,52	13,95	17,03	7,48	9,02	8
689,0	43,23	14,02	27,81	9,56	5,37	1
693,0	79,89	11,27	5,78	1,84	1,21	1
697,0	82,85	8,23	4,40	2,26	2,26	2
705,0	70,72	8,60	8,71	6,43	5,53	0
721,0	81,45	8,48	4,91	2,26	2,89	0
737,0	81,10	9,72	4,97	1,74	2,46	4
753,0	76,42	8,96	6,75	3,96	3,92	3
769,0	77,03	8,57	5,92	4,03	4,44	3
785,0	81,13	8,97	3,84	2,35	3,71	1
801,0	85,64	8,15	3,30	1,10	1,82	4
817,0	81,12	9,79	4,58	2,20	2,32	2
833,0	70,54	9,95	9,81	5,55	4,15	2
849,0	80,15	14,50	4,47	0,48	0,39	0
859,0	71,05	8,99	9,22	5,37	5,37	4
861,0	54,18	13,63	17,38	8,69	6,12	9
865,0	49,36	15,61	17,15	8,49	9,38	14
873,0	58,49	14,20	14,08	6,36	6,87	6
881,0	57,21	14,95	15,01	6,69	6,13	13
889,0	58,50	15,49	13,40	6,43	6,18	7
897,0	58,89	16,27	14,15	4,80	5,88	15
905,0	87,14	10,76	1,84	0,15	0,10	0
913,0	79,29	14,38	5,45	0,53	0,35	0
921,0	80,97	9,28	5,23	2,23	2,29	2
929,0	83,03	9,10	4,41	1,66	1,80	1
931,0	82,87	9,66	4,36	1,50	1,62	0

Tabelle A-08

CTD-Stationen der Forschungsreise POSEIDON-Reise 181

Station	Datum 1991 GMT	Zeit GMT	Geographische Position				Wassertiefe (m)
			Breite °	N	Länge °	E	
216	28.02.	19:22	75	09,96	12	39,29	2009
	28.02.	20:28	75	09,63	12	38,06	
217	28.02.	22:37	74	56,39	13	29,16	2000
	28.02.	23:40	74	56,70	13	27,88	
218	01.03.	00:57	74	48,01	13	52,73	2060
	01.03.	02:03	74	47,28	13	52,06	
219	01.03.	03:08	74	41,64	14	11,32	2000
	01.03.	04:07	74	41,20	14	10,71	
220	01.03.	06:07	74	26,63	14	36,99	1980
	01.03.	07:28	74	26,20	14	34,02	
221	01.03.	08:38	74	31,91	15	06,90	700
	01.03.	09:44	74	31,92	15	03,64	
222	01.03.	10:33	74	34,91	15	24,87	1287
	01.03.	11:22	--	---,--	--	---,--	
223	01.03.	12:00	74	37,55	15	39,90	950
	01.03.	--:--	74	37,87	15	38,19	
224	01.03.	13:29	74	40,83	15	59,08	485
	01.03.	14:55	74	41,55	15	58,23	
225	01.03.	15:01	74	0,92	15	59,64	365
	01.03.	15:25	74	51,05	15	59,64	
226	01.03.	19:17	74	54,54	15	55,88	374
	01.03.	19:48	74	54,38	15	55,25	
227	01.03.	20:27	74	57,55	15	45,49	453
	01.03.	20:57	74	57,69	15	45,03	
228	01.03.	21:37	74	55,81	15	33,41	640
	01.03.	22:18	74	56,45	15	32,29	
229	01.03.	23:10	74	53,20	15	18,18	960
	01.03.	23:52	74	54,19	15	17,35	
230	02.03.	00:40	74	50,56	15	04,22	1244
	02.03.	01:35	74	50,69	15	04,56	
231	02.03.	02:15	74	48,31	14	49,84	1490
	02.03.	03:05	74	49,04	14	48,41	
233	02.03.	07:07	75	09,95	12	40,14	1997
	02.03.	10:53	o.A.		--	---,--	
235	02.03.	16:51	75	18,07	13	23,85	1450
	02.03.	17:43	75	18,53	13	25,25	
236	02.03.	18:22	75	20,51	13	39,20	1238
	02.03.	19:15	75	21,02	13	40,86	
237	02.03.	20:14	75	24,00	13	59,71	902
	02.03.	21:12	75	24,58	13	59,87	
238	02.03.	21:49	75	25,70	14	11,67	687
	02.03.	22:24	75	26,17	14	11,35	
239	02.03.	23:05	75	28,11	14	23,26	404
	02.03.	23:27	75	28,80	14	23,38	
240	03.03.	01:46	75	11,41	15	10,21	461
	03.03.	02:14	75	11,81	15	09,72	
241	03.03.	02:50	75	09,85	14	59,57	679
	03.03.	03:25	75	10,45	14	58,84	
242	03.03.	04:08	75	07,88	14	47,84	923
	03.03.	04:45	75	08,36	14	47,07	
243	03.03.	05:43	75	04,59	14	30,29	1277
	03.03.	06:32	75	04,89	14	30,78	
244	03.03.	07:16	75	02,10	14	15,95	1517
	03.03.	--:--	75	01,91	14	15,42	

Tabelle A-08

- Fortsetzung

Station	Datum 1991 GMT	Zeit GMT	Geographische Position				Wassertiefe (m)
			Breite °	N	Länge °	E	
246	03.03.	17:16	74	47,27	13	52,63	2054
	03.03.	18:25	74	46,79	13	51,29	
247	03.03.	21:08	74	52,67	14	19,44	1754
	03.03.	22:13	74	51,85	14	16,90	
248	03.03.	23:05	74	55,29	14	33,14	1519
	03.03.	24:00	74	54,94	14	32,96	
249	04.03.	00:54	74	57,99	14	48,42	1312
	04.03.	01:30	74	57,60	14	47,87	
250	04.03.	02:27	75	01,03	15	05,73	1039
	04.03.	03:00	75	01,16	15	05,10	
251	04.03.	03:42	75	02,95	15	18,78	796
	04.03.	04:13	75	03,32	15	18,56	
252	04.03.	04:54	75	05,31	15	27,97	557
	04.03.	05:21	75	05,57	15	27,22	
258	04.03.	14:25	74	41,03	17	30,15	116
	04.03.	14:45	74	41,12	17	31,16	
259	04.03.	15:25	74	47,40	17	30,31	300
	04.03.	15:45	74	47,30	17	31,07	
260	04.03.	16:18	74	52,01	17	30,46	310
	04.03.	16:42	74	51,99	17	31,87	
261	04.03.	17:42	74	52,34	17	00,67	311
	04.03.	18:05	74	52,16	17	01,00	
263	04.03.	19:42	74	53,78	16	39,84	318
	04.03.	20:04	74	53,87	16	40,13	
264	04.03.	21:30	74	54,95	15	55,91	361
	04.03.	---	--	---	--	---	
265	04.03.	22:40	74	55,00	15	33,00	646
	04.03.	23:00	o.A.				
266	05.03.	00:05	75	03,00	15	19,00	800
	05.03.	07:24	o.A.				
267	05.03.	08:15	74	58,00	15	19,00	907
	05.03.	10:44	o.A.				
268	05.03.	13:07	74	48,07	16	39,85	322
	05.03.	13:33	74	48,09	16	39,20	
269	05.03.	16:16	74	37,70	15	39,86	935
	05.03.	16:57	74	38,17	15	39,36	
270	05.03.	21:05	74	00,00	15	30,00	1165
	05.03.	21:42	o.A.				
271	06.03.	02:23	73	16,00	16	01,00	491
	06.03.	02:43	o.A.				
272	06.03.	17:48	70	46,00	16	35,00	1439
	06.03.	18:36	o.A.				
273	09.03.	14:13	69	44,77	15	58,11	1885
	09.03.	15:13	69	44,71	15	58,76	
275	09.03.	21:43	69	07,84	13	30,19	1600
	09.03.	22:36	69	07,90	13	31,14	
277	10.03.	05:28	68	39,99	10	51,19	2400
	10.03.	06:29	68	40,08	10	51,14	
279	10.03.	07:18	68	35,98	10	53,86	2250
	10.03.	08:15	68	36,25	10	54,57	
281	10.03.	09:01	68	33,07	10	55,97	1700
	10.03.	09:42	68	33,16	10	55,70	
283	10.03.	11:27	68	30,35	10	58,22	1375
	10.03.	12:07	68	30,50	10	59,07	

Tabelle A-08

- Fortsetzung

Station	Datum 1991 GMT	Zeit GMT	Geographische Position				Wassertiefe (m)
			Breite °	N	Länge °	E	
285	10.03.	14:06	68	29,50	10	59,07	1330
	10.03.	14:39	68	29,61	10	59,70	
287	10.03.	15:48	68	28,43	10	59,50	1337
	10.03.	16:23	68	28,76	11	00,18	
289	10.03.	18:09	68	26,46	11	01,08	o.A.
	10.03.	18:33	68	26,71	11	01,70	
291	10.03.	20:10	68	24,62	11	05,20	628
	10.03.	20:28	68	24,76	11	05,71	
293	10.03.	21:02	68	22,51	11	08,14	432
	10.03.	21:16	68	22,66	11	08,59	
295	10.03.	22:00	68	19,04	11	14,02	180
	10.03.	21:16	68	22,66	11	08,59	
297	10.03.	22:45	68	16,10	11	17,84	127
	10.03.	22:51	68	16,11	11	17,78	
299	10.03.	23:31	68	12,59	11	23,40	167
	10.03.	23:40	68	12,61	11	23,48	
300	11.03.	07:30	67	23,70	9	00,24	632
	11.03.	07:58	67	23,88	9	00,26	
301	11.03.	10:29	67	18,06	8	00,41	1240
	11.03.	11:13	67	18,15	8	00,57	
302	11.03.	12:03	67	12,42	8	14,83	877
	11.03.	12:30	67	12,50	8	14,88	
303	11.03.	13:23	67	07,01	8	29,83	360
	11.03.	13:40	67	07,09	8	29,86	
304	11.03.	14:34	67	01,45	8	44,69	353
	11.03.	14:50	67	01,37	8	44,52	
305	11.03.	15:58	66	53,95	9	02,76	345
	11.03.	16:13	66	53,84	9	02,92	
306	11.03.	17:08	66	48,05	9	17,66	340
	11.03.	17:25	66	47,96	9	17,77	
307	11.03.	18:22	66	40,01	9	19,91	300
	11.03.	18:37	66	39,90	9	20,37	
308	11.03.	19:49	66	47,43	9	04,34	302
	11.03.	19:59	66	47,32	9	04,50	
309	11.03.	o.A.	o.A.				239
	11.03.	21:15	o.A.				
310	11.03.	22:16	66	58,98	8	31,95	323
	11.03.	22:27	66	59,01	8	31,92	
311	11.03.	23:34	67	06,01	8	15,68	698
	11.03.	23:55	67	06,07	8	16,07	
312	12.03.	00:50	67	10,98	8	00,65	973
	12.03.	01:21	67	11,16	8	01,36	
313	12.03.	07:55	67	13,06	7	39,37	1295
	12.03.	08:16	o.A.				
314	12.03.	12:50	67	06,05	7	57,81	913
	12.03.	13:32	67	06,61	7	58,54	
315	12.03.	16:46	67	00,05	8	13,30	579
	12.03.	17:06	67	00,31	8	13,61	
316	12.03.	18:17	66	53,03	8	29,74	225
	12.03.	18:28	66	53,00	8	29,7	
320	13.03.	17:00	67	13,94	7	20,24	1500
	13.03.	17:47	67	13,87	7	21,68	
321	13.03.	18:52	67	06,08	7	39,84	1145
	13.03.	19:24	67	05,88	7	40,12	

Tabelle A-08

- Fortsetzung

Station	Datum 1991 GMT	Zeit GMT	Geographische Position				Wassertiefe (m)
			Breite °	N	Länge °	E	
322	13.03.	20:18	67	00,08	7	54,19	860
	13.03.	20:40	67	00,17	7	54,67	
323	13.03.	21:34	66	54,04	8	07,87	500
	13.03.	21:49	66	54,08	8	08,29	
324	13.03.	22:47	66	45,54	8	12,53	270
	13.03.	23:01	66	45,64	8	12,61	
325	13.03.	23:54	66	50,96	7	59,21	637
	14.03.	00:15	66	51,14	7	59,81	
326	14.03.	01:02	66	55,08	7	49,44	905
	14.03.	01:34	66	55,18	7	50,96	
327	14.03.	02:35	67	00,03	7	36,28	1093
	14.03.	03:10	67	00,02	7	37,45	
328	14.03.	04:28	67	06,96	7	20,26	1345
	14.03.	05:09	67	06,86	7	21,31	
329	14.03.	05:55	67	00,00	7	17,52	1205
	14.03.	06:29	66	59,99	7	17,32	
330	14.03.	07:25	66	54,16	7	33,00	994
	14.03.	07:57	66	54,52	7	33,70	
331	14.03.	08:34	66	50,14	7	41,40	829
	14.03.	09:01	66	50,36	7	41,74	
332	14.03.	09:36	66	46,56	7	50,93	559
	14.03.	09:55	66	46,68	7	51,35	
333	14.03.	10:30	66	43,08	7	59,88	305
	14.03.	10:42	66	43,19	8	00,04	
334	14.03.	12:08	66	52,09	7	37,73	912
	14.03.	12:38	66	52,12	7	38,22	
335	14.03.	13:19	66	49,06	7	27,32	833
	14.03.	13:43	66	49,28	7	27,49	
336	14.03.	14:09	66	51,10	7	21,14	932
	14.03.	14:37	66	51,26	7	21,21	
337	14.03.	16:07	66	59,89	7	00,03	1215
	14.03.	16:41	66	59,83	7	00,44	
338	14.03.	17:40	66	54,07	6	40,98	1147
	14.03.	18:14	66	54,03	6	40,63	
339	14.03.	18:59	66	49,07	6	52,99	992
	14.03.	19:30	66	49,20	6	53,84	
340	14.03.	20:28	66	42,02	7	08,25	650
	14.03.	20:45	66	42,00	7	08,78	